















Jahrbuch

der

Königlich Preussischen geologischen Landesanstalt und Bergakademie

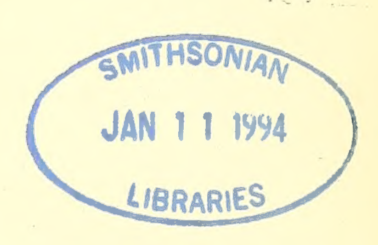
zu

Berlin

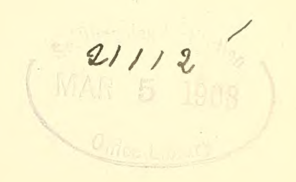
für das Jahr

1898.

Band XIX.



Berlin.
Im Vertrieb bei der Simon Schropp'schen Hof-Landkartenhandlung
(J. H. Neumann).
1899.





Inhalt.

I.

Mittheilungen aus der Anstalt.

II.

Abhandlungen von Mitarbeitern der Königl. geologischen Landesanstalt.

Abhandlungen von ausserhalb der Königl. geologischen Landesanstalt stehenden Personen.



I.

Mittheilungen aus der Anstalt.



1.

Bericht über die Thätigkeit der Königlichen geologischen Landesanstalt im Jahre 1898.

I. Die Aufnahmen im Gebirgslande.

1. Der Harz.

Im Oberharz wurde von dem Landesgeologen Professor Dr. KOCH in Gemeinschaft mit dem Bezirksgeologen Dr. BEUSHAUSEN die Revision und theilweise Neukartirung des Antheils von Blatt Riefensbeck (G. A. 56; 13)[1]) östlich des Bruchberg-Ackers ausgeführt und damit das genannte Blatt zum Abschluss gebracht. Der erstere nahm ausserdem Revisionsbegehungen in den bereits früher kartirten Gebieten dieses Blattes westlich vom Bruchberg-Acker sowie im südöstlichen Theil des Blattes Osterode (G. A. 55; 18) vor.

Im Mittelharz setzte Landesgeologe Professor Dr. KOCH die Untersuchungen über Verbreitung der Silurablagerungen und der Wissenbacher Schiefer im Bereiche des Blattes Wernigerode fort (G. A. 56; 9).

Bezirksgeologe Dr. BEUSHAUSEN setzte nach Abschluss der Arbeiten in Blatt Riefensbeck die Aufnahme des Blattes St. Andreasberg (G. A. 56; 14) auf der neuen topographischen Grundlage fort und kartirte speciell die Tanner Grauwacke im SO. des Blattes. Ausserdem wurden von ihm einige Controlbegehungen

---

[1]) Gradabtheilung 56, Blatt 13.

innerhalb des Blattes Zellerfeld und des nördlich anstossenden Blattes Goslar ausgeführt (G. A. 56; 7, 1).

Professor Dr. KLOCKMANN beendete die Aufnahme und Revision der ihm übertragenen Antheile der Blätter Seesen, Osterode, Zellerfeld und Riefensbeck (G. A. 55; 12, 18. 56; 7, 13), in dem Blatte Osterode unter Hülfeleistung des Hülfsgeologen Dr. ZEISE bei der Aufnahme des Zechsteins und des Diluviums. Die genannten 4 Blätter sind nunmehr zum Abschluss gelangt. Nördlich des Harzes beendete Professor Dr. EBERT seine Arbeiten innerhalb der Blätter Vienenburg und Osterwiek (G. A. 56; 2, 3).

Westlich des Harzes beendete Geheimer Bergrath Professor Dr. VON KOENEN die Aufnahme der Blätter Dransfeld und Jühnde (G. A. 55; 27, 33), brachte Blatt Alfeld (G. A. 55; 3) dem Abschluss nahe und setzte die Aufnahme in den Blättern Elze, Hildesheim, Salzhemmendorf, Gronau, Sibesse, Bockenem (G. A. 41; 51, 52, 56, 57, 58, 59), Eschershausen, Lamspringe, Dassel, Lauenburg und Hardegsen (G. A. 55; 2, 5, 9, 15, 20) fort.

Von dem Bezirksgeologen Dr. MÜLLER wurde auf Blatt Dransfeld (G. A. 55; 27) eine Reihe von Tertiärpunkten gegen Diluvium und Trias abgegrenzt.

2. Thüringen.

Professor Dr. SCHEIBE führte die zur Abfassung der Erläuterung des Blattes Brotterode (G. A. 70; 7) nothwendigen Begehungen bis auf eine kurze Schlussrevision zu Ende.

Bezirksgeologe Dr. ZIMMERMANN beendete die Aufnahme der Blätter Lehesten, Lobenstein und Hirschberg in SO.-Thüringen, letztere beiden einschliesslich der über die südliche Blattgrenze hinausreichenden Gebietstheile (G. A. 71; 31, 32, 33).

Derselbe führte eine Begehung der Eisenbahnlinien Corbetha-Deuben und Deuben-Naumburg aus.

Bergrath FRANTZEN führte die Aufnahme des Blattes Terffurt (G. A. 55; 54) bis auf einen kleinen bei Klein-Töpfer und Wanfried liegenden Theil zu Ende.

3. Provinz Hessen-Nassau.

Professor Dr. BEYSCHLAG brachte die Aufnahme des Blattes Besse (G. A. 55; 43) mit zeitweiliger Hülfeleistung des Hülfsgeologen Dr. ZEISE zum Abschluss.

Die Aufnahme des aus den Blättern Wilhelmshöhe, Cassel, Besse und Kaufungen zusammengesetzten Gebietes ist damit beendet.

Bezirksgeologe Dr. DENCKMANN beendete im Kellerwald-Gebiete die Aufnahme des Blattes Gilserberg und führte die des Blattes Frankenau unter zeitweiliger Hülfeleistung des Hülfsgeologen Dr. VON LINSTOW dem Abschlusse nahe (G. A. 68; 5. 54; 58).

Major VON SEYFRIED arbeitete im Gebiet des Blattes Schlüchtern (G. A. 69; 38).

Professor Dr. HOLZAPFEL brachte die Blätter St.-Goarshausen, Algenroth und Caub zum Abschluss bis auf eine Revision der Diluvial- und Alluvialbildungen (G. A. 67; 51, 52, 57).

4. Rhein-provinz.

Professor Dr. KAYSER brachte zunächst die Kartirung des Blattes Dillenburg zum Abschluss, unterwarf sodann die silurischen Bildungen des Blattes Oberscheld nebst ihrer Umgebung einer völlig neuen Aufnahme und ging schliesslich dazu über, dieselbe Arbeit auch für das Blatt Ballersbach auszuführen (G. A. 67; 18. 68; 13, 19).

Landesgeologe GREBE beendete die Aufnahme des Blattes St.-Vith und führte die des Blattes Recht dem Abschluss nahe. Die Aufnahme des Blattes Malmedy wurde begonnen (G. A. 65; 47, 41, 35).

Bezirksgeologe Dr. LEPPLA stellte die Blätter Wittlich, Bernkastel, Sohren, Neumagen, Morbach und Hottenbach druckfertig her (G. A. 80; 4, 5, 6, 10, 11, 12).

Landesgeologe Dr. LORETZ führte die Kartirung der Blätter Iserlohn (G. A. 53; 39), Hagen (G. A. 53; 37), Schwerte (Hörde) (G. A. 53; 32) und Menden (G. A. 53; 33) weiter, wobei auf den beiden erstgenannten Blättern, sowie auf dem bereits früher kartirten Blatte Hohenlimburg (G. A. 53; 38) in dem bislang ungegliederten Lenneschiefer eine Eintheilung in zwei Stufen (sowie einige weitere Unterscheidungen) durchgeführt wurden.

5. Provinz Westfalen.

Derselbe setzte seine vergleichenden Begehungen im angrenzenden mitteldevonischen Gebirgslande fort.

Landesgeologe Dr. DATHE nahm zum Zwecke der Festlegung eines neuen Schutzbezirkes für die Landecker Mineralquellen das

6. Provinz Schlesien.

Blatt Landeck (G. A. 76; 40) fast vollständig, von Blatt Wilhelmsthal (G. A. 76; 46) die nordwestlichste Ecke und von den Blättern Wölfelsdorf und Ullersdorf (G. A. 76; 39, 45) die an die beiden vorigen anstossenden östlichen Grenzstriche auf.

Ferner wurde der 1200 Meter lange Querschlag in der 3. Tiefbausohle von der Fuchsgrube in Weissstein geologisch profilirt.

II. Die Aufnahmen im Flachlande.

7. Provinz Hannover.

Landesgeologe Dr. SCHROEDER bewirkte die Aufnahme des Messtischblattes Stade und ging nach Fertigstellung desselben auf Blatt Hagen über (G. A. 24; 19, 25). Zugleich führte er den neu eingetretenen Dr. MONKE in die Arbeiten ein und kartirte mit demselben gemeinschaftlich den linkselbischen Theil des Blattes Uetersen (G. A. 24; 20).

Dr. MONKE begann nach der Aufnahme der SW.-Ecke des Blattes Uetersen unter Leitung des Landesgeologen Dr. SCHROEDER die Bearbeitung des Blattes Horneburg (G. A. 24; 26) und stellte dasselbe in seinem linkselbischen Theile fertig.

Bezirksgeologe Dr. MÜLLER begann die Kartirung der Blätter Lüneburg und Lauenburg (G. A. 25; 43, 38) und brachte die des ersteren dem Abschlusse nahe. Daneben führte er den neu eingetretenen Dr. KOERT in die Arbeiten ein.

Dr. KOERT führte unter Leitung des Bezirksgeologen Dr. MÜLLER die Aufnahme des Blattes Artlenburg (G. A. 25; 37) aus und brachte dieselbe dem Abschlusse nahe.

8. Provinz Brandenburg.

Landesgeologe Professor Dr. WAHNSCHAFFE führte von seinem bei Lenzen a/Elbe belegenen Arbeitsgebiet die Aufnahme des Blattes Schilde (G. A. 26; 57) aus und begann die Aufnahme des Blattes Perleberg (G. A. 26; 58), zugleich führte er den neu eingetretenen Dr. WEISSERMEL in die Arbeiten ein.

Dr. WEISSERMEL begann und beendete unter Leitung des Landesgeologen Professor Dr. WAHNSCHAFFE die Bearbeitung des Blattes Schnackenburg (G. A. 26; 56).

Landesgeologe Dr. SCHROEDER brachte unter gleichzeitiger Einführung des neu eingetretenen Dr. MONKE in die Arbeiten das Blatt Soldin zum Abschluss (G. A. 46; 4).

Hülfsgeologe Dr. KRUSCH setzte die Aufnahme des Blattes Wartenberg fort und ging nach Fertigstellung desselben auf Blatt Rosenthal über, von welchem die Südhälfte nahezu beendet wurde (G. A. 46; 8, 9).

Hülfsgeologe Dr. MICHAEL begann und vollendete die Aufnahme des Blattes Lippehne und ging sodann auf Blatt Schönow über, welches zur Hälfte kartirt wurde (G. A. 29; 58, 59). Ausserdem untersuchte derselbe die Einschnitte der Bahnlinien Pyritz-Klein-Schönfeld, Pyritz-Prillwitz und Pyritz-Jaedickendorf (bis Kerkow).

Hülfsgeologe Dr. SCHULTE begann und vollendete die Aufnahme des Blattes Staffelde (G. A. 46; 10).

Dr. KORN stellte zunächst das im Vorjahre begonnene Blatt Vietz in seiner Niederungshälfte fertig und ging sodann auf Blatt Massin über, das zu $^3/_4$ fertiggestellt wurde (G. A. 46; 16, 22).

Kulturtechniker Dr. WÖLFER brachte die Aufnahme des Blattes Tamsel zum Abschluss (G. A. 46; 21) und führte eine Schlussbegehung seiner aus 6 Blättern bestehenden früheren Aufnahmen (G. A. 46; 13/15, 19/21).

9. Provinz Pommern.

Geheimer Bergrath Professor Dr. BERENDT führte in der durch Revisionsreisen nicht in Anspruch genommenen Zeit die Aufnahme der zum Colberger Kreis gehörigen O.-Hälfte des Blattes Langenhagen aus, welches damit abgeschlossen wurde (G. A. 13; 49).

Landesgeologe Dr. KEILHACK bearbeitete die zum Greifenberger Kreise gehörigen W.-Hälften der Blätter Langenhagen und Gützlafshagen (G. A. 13; 49, 55) sowie das Blatt Gr.-Sabow und brachte auch das Blatt Moratz durch Bearbeitung der nördlichen $^2/_3$ zum Abschluss (G. A. 29; 16, 18).

Hülfsgeologe Dr. SCHMIDT führte die Aufnahme des Blattes Gülzow zu Ende und begann und beendete darauf diejenige des Blattes Zickerke (G. A. 29; 10, 17).

10. Provinz Posen.

Hülfsgeologe Dr. KÜHN beendete die Aufnahme des Blattes Schocken, stellte durch eine Schlussbegehung Blatt Murowana-Goslin fertig (G. A. 48; 23, 29) und ging sodann in das Danziger Arbeitsgebiet über.

11. Provinz Westpreussen.

Professor Dr. JENTZSCH stellte die Blätter Nickelswalde (G. A. 16; 40) und Linowo, letzteres bis auf eine Ecke im NW. fertig und begann die Aufnahme der Blätter Schwetz und Sartowitz (G. A. 33; 31, 32, 35). Derselbe beging die geologischen Aufschlüsse der Haffuferbahn Elbing-Frauenburg-Braunsberg.

Professor Dr. GRUNER beendete die Aufnahme des Blattes Gollub und begann diejenige des Blattes Bahrendorf (G. A. 33; 53, 47).

Hülfsgeologe Dr. ZEISE vollendete die Aufnahme des Blattes Danzig (G. A. 16; 38).

Hülfsgeologe Dr. KÜHN begann und vollendete nach Abschluss seiner Arbeiten im Posen'schen die Aufnahme des Niederungsblattes Käsemark (G. A. 16; 46).

Dr. WOLFF führte die Aufnahme des Blattes Trutenau aus (G. A. 16; 45) und begann nach einer Revision des Blattes Praust sodann die Aufnahme der S.-Hälfte von Blatt Carthaus (G. A. 15; 42).

Hülfsgeologe Dr. MAAS begann und beendete im Anschluss an Blatt Tuchel (G. A. 32; 28), in welchem eine Schlussbegehung vorgenommen wurde, die Aufnahme der Blätter Klonowo und Wodziwoda (G. A. 32; 34, 22).

12. Provinz Ostpreussen.

Professor Dr. KLEBS setzte die Aufnahmen im Kreise Sensburg fort und unternahm Revisionsbegehungen in den Blättern des Kreises Ortelsburg.

Dr. KLAUTZSCH wurde zunächst durch den Hülfsgeologen Dr. GAGEL in die Aufnahmearbeit eingeführt und kartirte sodann unter Leitung des Professors Dr. KLEBS einen Theil des Blattes Aweyden (G. A. 35; 18).

Dr. KRAUSE kartirte ebenso, nach Einführung in die Aufnahmearbeit durch den Hülfsgeologen Dr. GAGEL, unter Leitung des Professors Dr. KLEBS einen weiteren Theil des Blattes Aweyden (G. A. 35; 18).

Hülfsgeologe Dr. GAGEL nahm zunächst die Aufnahmearbeiten auf Blatt Lötzen in Angriff, das mit Hülfe von Dr. KRAUSE und Dr. KLAUTZSCH fertig gestellt wurde, begann sodann die Aufnahme

von Blatt Kruglanken, welches bis auf das Nordöstliche Viertel ebenfalls fertig gestellt wurde und nahm endlich noch einzelne Theile von Blatt Steinort auf (G. A. 19; 57, 58, 51).

Hülfsgeologe Dr. KAUNHOVEN brachte Blatt Rosengarten in der Aufnahme zum Abschluss und setzte die Arbeiten sodann auf Blatt Gross-Stuerlack fort, von welchem $^1/_4$ fertig gestellt wurde (G. A. 19; 50, 56).

Stand der Publicationen.

Im Lauf des Jahres sind zur Publication gelangt:

A. Karten:

1. Lief. LXVII, enthaltend die Blätter Kreckow, Stettin, Gr.-Christinenberg, Colbitzow, Podejuch und Alt-Damm	6	Blätter.
2. Lief. LXXVI, enthaltend die Blätter Woldegk, Fahrenholz, Polssen, Passow, Cunow, Greiffenberg, Angermünde und Schwedt .	8	»
3. Lief. LXXXV, enthaltend die Blätter Niederzehren, Freistadt, Lessen und Schwenten .	4	»
zusammen	18	Blätter.
Es waren publicirt	416	»
Mithin sind im Ganzen publicirt . . .	434	Blätter.

Was den Stand der noch nicht publicirten Kartenarbeiten betrifft, so ist derselbe gegenwärtig folgender:

1. In der lithographischen Ausführung sind nahezu beendet:

Lief. LXIV, Gegend von Ilmenau . .	6	Blätter.
Lief. LXIX, Gegend von Kyritz . . .	6	»
Lief. LXXIX, Gegend von Bernkastel .	6	»
Lief. LXXX, Gegend von Oderberg . .	6	»
Lief. LXXXVI, Gegend von Garnsee .	4	»
Lief. XCI, Gegend von Einbeck und Jühnde	4	»
zusammen	32	Blätter.

2. In der lithographischen Ausführung begriffen sind:

Lief. LII, Gegend von Halle a/S. . . .	7	Blätter.
Lief. LXXXI, Gegend von Freienwalde	5	»
Lief. LXXXIV, Gegend von Ortelsburg	6	»
Lief. LXXXVII, Gegend von Gandenitz	3	»
Lief. XC, Gegend von Neumark . . .	5	»
Lief. XCII, Gegend von Cassel . . .	4	»
Lief. XCIII, Gegend von Pölitz . . .	6	»
Lief. XCV, Gegend von Neudamm . .	6	»
Lief. XCVIII, Gegend von Willenberg .	6	»
zusammen 1. u. 2.	80	Blätter.

3. In der geologischen Aufnahme fertig, jedoch noch nicht zur Publication in Lieferungen abgeschlossen . . . . 127 »
4. In der geologischen Bearbeitung begriffen . 179 »
   Es sind mithin einschliesslich der publicirten Blätter in der Anzahl von . . . . 434 »

   im Ganzen . . . . 820 Blätter
   zur Untersuchung gelangt.

B. Abhandlungen.

Neue Folge. Heft 25. G. Müller, Die Mollusken des Unter-Senon von Braunschweig und Ilsede.

Ausserdem sind noch folgende Abhandlungen im Druck und in der Lithographie befindlich:

1. Neue Folge. Heft 9. Beyschlag und Potonié, Ueber das Rothliegende des Thüringer Waldes. Theil I: Zur Geologie des Thüringer Rothliegenden von F. Beyschlag.
2. Neue Folge. Heft 10. von Fritsch und Beyschlag, Das jüngere Steinkohlengebirge und das Rothliegende in der Provinz Sachsen u. s. w.

3. Neue Folge. Heft 18. H. SCHRÖDER, Die Säugethierfauna des Mosbacher Sandes.
4. Neue Folge. Heft 24. A. VON KOENEN, Die Mollusken des Norddeutschen Neocom.
5. Neue Folge. Heft 25. A. LEPPLA, Geologisch-hydrographische Beschreibung des Niederschlags-Gebietes der Glatzer Neisse, oberhalb der Steine-Mündung.

Debit der Publicationen.

Nach dem Berichte für das Jahr 1897 betrug die Gesammtzahl der im Handel debitirten Kartenblätter . . 38021 Blätter.

Im Jahre 1897 wurden verkauft:

von Lief.	I,	Gegend	von	Nordhausen .	39	Bl.
» »	II,	»	»	Jena	18	»
» »	III,	»	»	Bleicherode .	27	»
» »	IV,	»	»	Erfurt . . .	9	»
» »	V,	»	»	Petersberg . .	9	»
» »	VI,	»	»	Saarbrücken I. Theil . .	15	»
» »	VII,	»	»	Saarbrücken II. Theil . .	40	»
» »	VIII,	»	»	Riechelsdorf .	48	»
» »	IX,	»	des	Kyffhäusers .	38	»
» »	X,	»	von	Saarburg . .	9	»
» »	XI,	»	»	Nauen . . .	44	»
» »	XII,	»	»	Naumburg a. S.	35	»
» »	XIII,	»	»	Gera	27	»
» »	XIV,	»	»	Berlin NW. .	30	»
» »	XV,	»	»	Wiesbaden . .	44	»
» »	XVI,	»	»	Mansfeld . .	29	»
» »	XVII,	»	»	Triptis . . .	14	»
» »	XVIII,	»	»	Eisleben . . .	47	»
» »	XIX,	»	»	Querfurt . .	42	»
» »	XX,	»	»	Berlin S. . .	45	»

608 Blätter.

Latus 38629 Blätter.

Transport 38 629 Blätter.

von	Lief.	XXI,	Geg.	von	Frankfurt a. M.	15	Bl.
»	»	XXII,	»	»	Berlin SW. .	45	»
»	»	XXIII,	»	»	Ermschwerdt .	48	»
»	»	XXIV,	»	»	Tennstedt . .	8	»
»	»	XXV,	»	»	Mühlhausen .	4	»
»	»	XXVI,	»	»	Berlin SO. . .	37	»
»	»	XXVII,	»	»	Lauterberg a. H.	35	»
»	»	XXVIII,	»	»	Rudolstadt . .	10	»
»	»	XXIX,	»	»	Berlin NO. . .	46	»
»	»	XXX,	»	»	Eisfeld in Thür.	23	»
»	»	XXXI,	»	»	Limburg . .	48	»
»	»	XXXII,	»	»	Gardelegen . .	24	»
»	»	XXXIII,	»	»	Schillingen . .	20	»
»	»	XXXIV,	»	»	Nassenheide .	26	»
»	»	XXXV,	»	»	Rathenow . .	64	»
»	»	XXXVI,	»	»	Hersfeld . . .	40	»
»	»	XXXVII,	»	»	Meiningen . .	25	»
»	»	XXXVIII,	»	»	Stendal . . .	24	»
»	»	XXXIX,	»	»	Gotha . . .	13	»
»	»	XL,	»	»	Saalfeld i. Thür.	31	»
»	»	XLI,	»	»	Selters . . .	69	»
»	»	XLII,	»	»	Tangermünde .	23	»
»	»	XLIII,	»	»	Marienwerder .	30	»
»	»	XLIV,	»	»	Ems	57	»
»	»	XLV,	»	»	Melsungen . .	22	»
»	»	XLVI,	»	»	Birkenfeld . .	21	»
»	»	XLVII,	»	»	Heilsberg . .	30	»
»	»	XLVIII,		»	Burg	24	»
»	»	XLIX,	»	»	Bieber . . .	47	»
»	»	L,	»	»	Trier	15	»
»	»	LI,	»	»	Oberweiss . .	13	»
»	»	LIII,	»	»	Eberswalde . .	42	»
»	»	LIV,	»	»	Brandenburg a/H.	41	»

1 020 Blätter.

Latus 39 649 Blätter.

Transport 39 649 Blätter.

von Lief.	LV,	Geg. von	Schwarzburg .	19 Bl.	
» »	LVI,	» »	Hildburghausen	16 »	
» »	LVII,	» »	Greiz	21 »	
» »	LVIII,	» »	Templin . . .	35 »	
» »	LIX,	» »	Neustettin . .	41 »	
» »	LX,	» »	Heldburg . .	7 »	
» »	LXI,	» »	Bartenstein . .	50 »	
» »	LXII,	» »	Göttingen . .	46 »	
» »	LXIII,	» »	Oberstein . .	135 »	
» »	LXV,	» »	Riesenburg . .	16 »	
» »	LXVI,	» »	Prenzlau . . .	155 »	
» »	LXVIII,	» »	Wilsnack . .	27 »	
» »	LXXI,	» »	Nörten . . .	45 »	
» »	LXXII,	» »	Coburg . . .	2 »	
» »	LXXIII,	» »	Müncheberg .	19 »	
» »	LXXIV,	» »	Bublitz . . .	37 »	
» »	LXXV,	» »	Rössel . . .	62 »	
» »	LXXXII,	» »	Schlawe . . .	46 »	
» »	LXXXIII,	» »	Rügenwalde .	26 »	
» »	LXXXV,	» »	Freystadt . .	114 »	
» »	LXXXVIII	» »	Posen	188 »	
» »	LXXXIX	» »	Greifenhagen .	107 »	
					1 214 Blätter,

so dass im Ganzen durch den Verkauf debitirt sind: 40 863 Blätter.

Von den Abhandlungen zur geologischen Specialkarte etc. sind verkauft worden:

Band I, Heft 1.	(Eck, Rüdersdorf und Umgegend)	4 Exempl.
» » » 4.	(Meyn, Insel Sylt)	2 »
» II, » 2.	(Orth, Rüdersdorf und Umgegend)	1 »
» » » 3.	(Berendt, Der Nordwesten Berlins)	4 »
» III, » 2.	(Laufer u. Wahnschaffe, Boden-Untersuchungen)	3 »
» » » 4.	(Schütze, Niederschles. Steinkohlenbecken)	2 »

Band IV, Heft 1.	(SCHLÜTER, Echiniden)	1	Exempl.
» » » 2.	(KOCH, Homalonotus-Arten) . .	1	»
» » » 4.	(SPEYER, Bivalven des Casseler Tertiär)	1	»
» V, » 1.	(ROEMER, Die geologischen Verhältnisse von Hildesheim)	1	»
» » » 3.	(LAUFER, Die Werder'schen Weinberge)	2	»
» » » 4.	(LIEBE, Ostthüringen)	1	»
» VII, » 1.	(WAHNSCHAFFE, Umgegend von Magdeburg)	5	»
» » » 2.	(BERENDT, Märkisch-Pommersches Tertiär)	2	»
» VIII, » 1.	(BERENDT und DAMES, Uebersichtskarte von Berlin und Umgebung 1 : 100000)	5	»
» X, » 1—7.	(VON KOENEN, Unter-Oligocän)	3	»
Neue Folge. Heft 2.	(STERZEL, Sigillarien) . . .	1	Exempl.
» » » 3.	(BEISSEL, Aachener Kreide)	1	»
» » » 7.	(UTHEMANN, Braunkohlen-Lagerstätten am Meissner)	2	»
» » » 9.	(Theil II. POTONIÉ, Flora des Rothliegenden von Thüringen)	2	»
» » » 11.	(WÖLFER, Geolog. Specialkarte u. Bodeneinschätzung)	9	»
» » » 12.	(BÜCKING, Der nordwestliche Spessart)	6	»
» » » 13.	(DATHE, Umgegend von Salzbrunn)	6	»
» » » 14.	(KEILHACK, Zusammenstellung von geolog. Schriften)	3	»
» » » 16.	(HOLZAPFEL, Mitteldevon im rheinischen Gebirge) . .	2	»
» » » 17.	(BEUSHAUSEN, Lamellibranchiaten)	2	»

Neue Folge. Heft 19.	(Ebert, Tiefbohrungen in Oberschlesien)	5 Exempl.
» » » 20.	(Wahnschaffe, Umgegend von Buckow)	10 »
» » » 21.	(Potonié, Floristische Gliederung des deutschen Carbon und Perm)	17 »
» » » 22.	(Dathe, Das schlesisch-sudetische Erdbeben)	1 »
» » » 25.	(Müller, Molluskenfauna von Braunschweig und Ilsede)	40 »
» » » 26.	(Keilhack und Michael, Geologisches Literatur-Verzeichniss)	24 »
» » » 27.	(Wagner, Muschelkalk von Jena)	6 »
» » » 28.	(Berendt, Der tiefere Untergrund Berlins)	1 »

Von den Jahrbüchern der geologischen Landesanstalt und Bergakademie wurden verkauft . . . 6 »

Von den sonstigen Karten und Schriften wurden verkauft:

Höhenschichtenkarte des Harzgebirges	2 Exempl.
Geologische Uebersichtskarte des Harzgebirges . .	10 »
Weiss, Flora der Steinkohlenformation	34 »
Lossen und Dames, Karte der Umgegend von Thale	12 »
Geologische Karte der Stadt Berlin	19 »
Höhenschichtenkarte des Thüringer Waldes . . .	5 »
Geologische Uebersichtskarte des Thüringer Waldes	31 »

2.
Arbeitsplan der Königlichen geologischen Landesanstalt für das Jahr 1899.

I. Die Aufnahmen im Gebirgslande.

1. Der Harz und seine Umgebung.

Landesgeologe Professor Dr. KOCH und Bezirksgeologe Dr. BEUSHAUSEN werden die Aufnahme der Blätter Wernigerode, Derenburg, Braunlage, Elbingerode und Blankenburg (G. A. 56; 9, 10, 14, 15, 16)[1] weiterführen.

Dieselben werden ausserdem einige zur Druckfertigstellung der im Vorjahre in der Aufnahme vollendeten Blätter Seesen, Zellerfeld, Osterode und Riefensbeck erforderliche Begehungen vornehmen.

Professor Dr. KLOCKMANN wird den zum Harze gehörenden Theil des Blattes Hahausen (G. A. 55; 6) bearbeiten.

Westlich des Harzes wird Geheimer Bergrath Professor Dr. VON KOENEN die Aufnahme der Blätter Salzhemmendorf, Gronau, Sibesse, Bockenem (G. A. 42; 56, 57, 58, 59), Alfeld, Lamspringe, Dassel, Lauenburg und Hardegsen (G. A. 55; 3, 5, 9, 15, 21) weiterführen, in den Blättern Dassel und Lauenburg unter zeitweiliger Mithülfe des Hülfsgeologen Dr. SCHMIDT.

---

[1]) Gradabtheilung 56, Blatt 9, 10, 14, 15, 16.

2. Thüringen.

Professor Dr. Scheibe wird die zur Druckfertigstellung des im Vorjahre fertiggestellten Blattes Brotterode erforderlichen Schlussbegehungen ausführen (G. A. 70; 7).

Hülfsgeologe Dr. Zeise wird die Arbeiten zur Beendigung der in einzelnen Theilen bereits untersuchten Blätter Berlingerode, Heiligenstadt, Dingelstedt, Kella und Lengenfeld beginnen (G. A. 55; 36, 41, 42, 47, 48).

Bergrath Frantzen wird die Aufnahme der Blätter Treffurt und Langula zum Abschluss bringen (G. A. 55; 54. 56; 49).

Privatdocent Dr. Steuer wird die Aufnahme der Blätter Mölsen, Zeitz und Meuselwitz beginnen (G. A. 57; 53, 59, 60).

Bezirksgeologe Dr. Zimmermann wird die Aufnahme der Blätter Mielesdorf, Schönbach und Gefell ausführen (G. A. 71; 28, 29, 34). Derselbe wird die Staatsdomäne Querfurt geologisch-agronomisch untersuchen.

3. Provinz Hessen-Nassau.

a. Regierungsbezirk Cassel.

Bezirksgeologe Dr. Denckmann wird die zum Abschluss der Kellerwaldblätter Frankenau, Kellerwald, Rosenthal und Gilserberg (G. A. 54; 58, 59. 68; 4, 5) erforderlichen Arbeiten unter zeitweiliger Hülfeleistung des Hülfsgeologen Dr. von Linstow ausführen.

Professor Dr. Bücking wird die Aufnahmen in den Blättern Hilders, Sondheim und Ostheim fortsetzen (G. A. 69; 29, 35, 36).

Major von Seyfried wird die Aufnahme des Blattes Schlüchtern weiterführen (G. A. 69; 38).

Professor Dr. Beyschlag wird die geologisch-agronomische Untersuchung der Staatsdomäne Witzenhausen ausführen.

b. Regierungsbezirk Wiesbaden.

Professor Dr. Kayser wird die Arbeiten in den Blättern Herborn und Ballersbach (G. A. 67; 24. 68; 19) weiterführen.

Bezirksgeologe Dr. LEPPLA wird die Aufnahme der Blätter Pressberg-Rüdesheim, Gemünden, Usingen und Homburg in Angriff nehmen und zugleich eine Revision der geologischen Darstellung des Taunus in den bereits herausgegebenen Blättern bewirken (G. A. 67; 58. 68; 37, 38, 44).

Professor Dr. HOLZAPFEL wird eine Schlussrevision der Blätter St.-Goarshausen, Algenroth und Caub (G. A. 67; 51, 52, 57) vornehmen und die Aufnahme der Blätter Weilburg und Weilmünster fortsetzen (G. A. 67; 36. 68; 31).

Professor Dr. WAHNSCHAFFE wird eine geologisch-agronomische Untersuchung in der Gegend von Geisenheim im Interesse des dortigen Obst- und Weinbaues ausführen.

Bezirksgeologe Dr. LEPPLA wird die Staatsdomänen Mechtildshäuser Hof bei Wiesbaden und Simmern bei Simmern in der Rheinprovinz geologisch-agronomisch untersuchen.

4. Rheinprovinz.

Landesgeologe GREBE wird die Aufnahme der Blätter Malmedy und Recht beendigen und die der Blätter Elsenborn und Meyerode beginnen (G. A. 65; 35, 41. 36; 42).

Professor Dr. HOLZAPFEL wird die Aufnahmen in der Umgebung von Aachen weiterführen.

5. Provinz Westfalen.

Landesgeologe Dr. LORETZ wird die Aufnahme der Blätter Schwerte, Menden und Iserlohn zum Abschluss bringen und die der Blätter Lüdenscheid und Altena beginnen (G. A. 53; 32, 33, 39, 44, 45).

Professor Dr. BEYSCHLAG wird die Aufnahme der Blätter Lichtenau, Willebadessen, Kleinenberg und Peckelsheim in Angriff nehmen (G. A. 54; 22, 23, 28, 29).

6. Provinz Schlesien.

Landesgeologe Dr. DATHE wird die Aufnahme der Blätter Rudolfswaldau, Langenbielau, Wünschelburg und Neurode druckfertig herstellen (G. A. 76; 19, 20, 25, 26).

II. Die Aufnahmen im Flachlande
mit besonderer Berücksichtigung der agronomischen Verhältnisse.

1. Provinz Hannover.

Landesgeologe Dr. SCHROEDER wird in Gemeinschaft mit dem Hülfsgeologen Dr. MONKE die Blätter Uetersen und Hagen in der Aufnahme vollenden (G. A. 24; 20, 25) und sodann mit demselben die Arbeiten innerhalb der Blätter Neu-Kloster, Eversdorf, Buxtehude, Hollenstedt, Harburg und Hittfeld in Angriff nehmen (G. A. 24; 32, 33, 34, 38, 39, 40).

Bezirksgeologe Dr. MÜLLER wird die Aufnahme der Blätter Lauenburg und Lüneburg zu Ende führen (G. A. 25; 38, 43).

Hülfsgeologe Dr. KOERT wird unter Leitung des Bezirksgeologen Dr. MÜLLER die Aufnahme des Blattes Artlenburg beenden und dann die der Blätter Stelle und Winsen beginnen (G. A. 25; 37. 24; 41, 42).

Zur Aufklärung der Beurtheilung der geologischen Lagerungsverhältnisse bei Stade und Lüneburg im Anschluss an bekannte Verhältnisse in benachbarten Schleswig-Holstein'schen Gebieten werden Landesgeologe Dr. SCHROEDER und Bezirksgeologe Dr. MÜLLER Begehungen der Querlinien Uetersen-Neumünster bezw. Lauenburg-Lübeck ausführen.

Vom Bezirksgeologen Dr. MÜLLER wird eine geologisch-agronomische Untersuchung der Staatsdomäne Königshorst bewirkt werden.

2. West-Priegnitz.

Landesgeologe Professor Dr. WAHNSCHAFFE wird unter Hülfeleistung des Hülfsgeologen Dr. WEISSERMEL nach Fertigstellung des Blattes Perleberg (G. A. 26; 58) die Arbeiten nach N. gegen die Mecklenburg'sche Grenze hin in den Blättern Grabow, Balow, Hilsebeck, Gorlosen, Rambow, Karstedt und Bäk fortsetzen (G. A. 26; 44, 45, 46, 49, 50, 51, 52).

3. Mark Brandenburg.

Landesgeologe Dr. KEILHACK wird die Bearbeitung der Blätter Drossen, Zielenzig, Reppen und Sternberg unter gleichzeitiger Einführung des Hülfsgeologen Dr. VON LINSTOW in die Arbeiten in Angriff nehmen (G. A. 46; 34, 35, 40, 41).

Hülfsgeologe Dr. SCHMIDT wird nach Beendigung der Arbeiten in den südhannoverschen Blättern Dassel und Lauenburg dem Landesgeologen Dr. KEILHACK in der Gegend von Reppen Hülfe leisten.

Hülfsgeologe Dr. MICHAEL wird das Blatt Schönow abschliessen und darauf das Blatt Bernstein aufnehmen (G. A. 29; 59, 60).

Hülfsgeologe Dr. KRUSCH wird die Blätter Schildberg und Rosenthal fertig stellen (G. A. 46; 3, 9) und sodann die Aufnahme der östlich davon liegenden Blätter Karzig, Berlinchen, Gross-Fahlenwerder und Lotzen (G. A. 46; 5, 6, 11, 12) in Angriff nehmen.

Hülfsgeologe Dr. KORN wird nach Abschliessung des Blattes Massin die Aufnahme der vier anschliessenden Blätter Hohenwalde, Landsberg a/W., Költschen und Dechsel (G. A. 46; 16, 17, 18, 23, 24) beginnen.

Hülfsgeologe Dr. SCHULTE wird die Blätter Ahrenberg, Lychen, Himmelpfort und Dannenwalde in ihrem Preussischen Antheile aufnehmen (G. A. 27; 47, 48, 54, 60).

Landesgeologe Dr. SCHROEDER wird die Blätter Bärwalde, Fürstenfelde, Neudamm, Quartschen und Tamsel durch eine Schlussbegehung druckfertig stellen (G. A. 46; 13, 14, 15, 20, 21).

Von dem Hülfsgeologen Dr. GAGEL wird die Staatsdomäne Alt-Landsberg, von dem Hülfsgeologen Dr. KORN die Staatsdomäne Dürren-Selchow, von dem Landesgeologen Dr. KEILHACK die Staatsdomäne Lebus geologisch-agronomisch untersucht werden.

4. Provinz Pommern.

Geheimer Bergrath Professor Dr. BERENDT wird in der von Revisionsreisen nicht in Anspruch genommenen Zeit die Aufnahme der Blätter Gützlaffshagen und Gross-Jestin fertig zu stellen suchen (G. A. 13; 55, 56).

Hülfsgeologe Dr. SCHMIDT wird die Blätter Dobberpfuhl und Pribbernow durch eine Schlussrevision druckfertig herstellen (G. A. 29; 9, 15). Derselbe wird die Staatsdomäne Grenzin geologisch-agronomisch untersuchen.

5. Provinz Westpreussen.

Hülfsgeologe Professor Dr. JENTZSCH wird nach Fertigstellung der Blätter Schwetz und Sartowitz die Aufnahme der Blätter Warlubien und Laskowitz in Angriff nehmen (G. A. 33; 25, 26, 31, 32). Derselbe wird die Staatsdomäne Rehden geologisch-agronomisch untersuchen.

Hülfsgeologe Dr. MAAS wird die Bearbeitung der Blätter Lindenbusch, Lubiewo und der beiden östlich angrenzenden Blätter Mszanno und Bromke beginnen, wodurch die Verbindung des Aufnahmegebietes bei Tuchel mit demjenigen an der Weichsel herbeigeführt wird (G. A. 32; 29, 30, 35, 36).

Professor Dr. GRUNER wird das Blatt Bahrendorf beenden und die Aufnahme des Grenzblattes Szcwo ausführen (G. A. 33; 47, 58).

Hülfsgeologe Dr. KÜHN wird die Bearbeitung der Blätter Quaschin und Zuckau und der nördlichen Hälfte des Blattes Carthaus in Angriff nehmen (G. A. 16; 31, 37. 15; 42).

Hülfsgeologe Dr. WOLFF wird nach Fertigstellung der südlichen Hälfte des Blattes Carthaus die Bearbeitung der Blätter Buschkau, Schadau und Gross-Trampken beginnen (G. A. 15; 42. 16; 43, 49, 50).

6. Provinz Ostpreussen.

Hülfsgeologe Professor Dr. KLEBS wird die Aufnahme des Sensburg-Bischofsburger Gebietes unter Hülfeleistung des Hülfsgeologen Dr. KLAUTZSCH und Dr. KRAUSE weiterführen (G. A. 35; 4, 5, 6, 10, 11, 12, 17, 18).

Hülfsgeologe Dr. GAGEL wird je nach dem Fortschreiten der topographischen Recognoscirungsarbeiten die Aufnahme der Blätter Angerburg, Gross-Steinort und Kruglanken ausführen (G. A. 19; 45, 51, 58).

Hülfsgeologe Dr. KAUNHOWEN wird ebenso gemäss der Recognoscirung die Aufnahme der Blätter Drengfurt und Gross-Stürlack (G. A. 19; 44, 56) bewirken.

Hülfsgeologe Professor Dr. KLEBS wird die Staatsdomänen Fischhausen und Heiligenwalde geologisch - agronomisch untersuchen.

7. Provinz Schlesien.

Hülfsgeologe Dr. MICHAEL wird die Staatsdomänen Sacrau und Sczepanowitz bei Oppeln geologisch-agronomisch untersuchen.

Anderweitige Arbeiten.

Von den Landesgeologen Professor Dr. WAHNSCHAFFE und Dr. KEILHACK und dem Bezirksgeologen Dr. MÜLLER wird ein Kursus zur Einführung von Landwirthschaftslehrern in die Methoden der geologisch-agronomischen Aufnahme abgehalten werden.

3.

Mittheilungen der Mitarbeiter der Königlichen geologischen Landesanstalt über Ergebnisse der Aufnahmen im Jahre 1898.

L. Beushausen und M. Koch: Mittheilungen über Aufnahmen auf Blatt Riefensbeek, im Ablagerungsgebiet des Bruchbergquarzits und der Sieber-Grauwacke.

Die Aufnahmen erstreckten sich auf den Abschnitt des Blattes südöstlich der Kammlinie des Acker-Bruchberges, und zwar wurde von M. Koch der Antheil desselben nordöstlich einer dem Kl. Kulmke bis zur Mündung folgenden und von dort über den Königsberg nach dem Quarzthal gezogenen Linie, von L. Beushausen der Theil südwestlich davon kartirt.

Der Kamm des Acker-Bruchberges und dessen beiderseitige Gehänge werden von den verschiedenartigen Gesteinen eingenommen, welche den Schichtencomplex des sog. Bruchbergquarzits zusammensetzen. Auf Grund früherer Untersuchungen [1]) waren innerhalb desselben mehrere Horizonte unterschieden worden, für deren Abtrennung hauptsächlich petrographische Gesichtspunkte maassgebend waren:

---

[1]) M. Koch, Ueber Petrefactenfunde und Zusammensetzung der Quarzitablagerungen im Bruchberg-Acker-Gebiet. Dieses Jahrbuch für 1890, S. XXXII.

1. Die an den Verlauf des Kammes gebundene Region des Höhen- oder Kammquarzits (eigentlicher Bruchbergquarzit), der sich aus klotzigen Bänken hellfarbiger, reiner und feinkörniger Quarzite mit Zwischenlagen milder, schwarzer Thonschiefer oder sandig-schiefriger Absätze aufbaut, letztere häufig erfüllt mit schlecht erhaltenen Pflanzenresten. Ungleichkörnige und conglomeratische Quarzite, ferner Abarten mit deutlichem Gehalt an hellem Glimmer fehlen nicht, treten aber der Masse nach stark zurück.
2. Die Quarzitschichten des Nordwestabfalls, die in der unteren Abtheilung aus hellgrauen, milden, aber grobspaltenden Thonschiefern mit verhältnissmässig spärlichen Einschaltungen feinkörniger Grauwacke, Grauwackenschiefer und verschieden beschaffener quarzitischer Gesteine, in der oberen über dem Kieselschiefer-Diabaszug des Breiten- und Allerberges folgenden Abtheilung aus glimmerigen Quarziten, Grauwackenquarziten mit zurücktretenden dunklen Thonschiefermitteln besteht. Die Quarzite werden im Allgemeinen um so reiner, je grössere Mächtigkeit sie annehmen. Nach NW. hin grenzen die Schichten der unteren Abtheilung an die Culmablagerungen der Sösemulde und zwar zunächst an Kieselschiefer mit Adinole und Eisenkiesel an, von denen sie, wie früher nachgewiesen wurde [1]), transgredirend überlagert werden. Im nördlichen Abschnitt des Schichtenbandes, am Wolfskopf, Ifenkopf und auch weiterhin am Bruchberge macht sich ein sehr auffälliger Wechsel in der Zusammensetzung geltend, indem sich über die ganze Breite derbe Quarzite einstellen, welche mit dem Höhenquarzit vollständige Uebereinstimmung zeigen. Höchst wahrscheinlich werden hier die Schichten des Nordwestabfalls in der That von Höhenquarzit überlagert, dessen Fehlen im südlichen Abschnitt auf Abtragung vor Ablagerung des Culm zurückzuführen

[1]) M. Koch, Zusammensetzung und Lagerungsverhältnisse der Schichten zwischen Bruchberg-Acker und dem Oberharzer-Diabaszug. Dieses Jahrbuch für 1894, S. 188.

ist. Es spricht dafür hauptsächlich der Umstand, dass die Culmkieselschiefer an der Nordwestseite der Bruchbergablagerungen nicht nur auf die Schichten im südlichen Abschnitt, sondern auch auf die derben Quarzite übergreifen.

3. Die quarzitischen Grenzschichten des Südostabfalls, die sich in drei petrographisch verschieden entwickelte Zonen gliedern lassen:
   a) eine an den Höhenquarzit sich anschliessende Zone, welche sich von diesem nur dadurch unterscheidet, dass an Stelle der Thonschieferzwischenlagen schwarze Kieselschiefer oder Alaunschiefer treten und sich neben Quarziten von der Beschaffenheit des Höhenquarzits auch unreine, dunklere und glasige Quarzite betheiligen.
   b) eine mittlere Zone, welche sich aus krummschaligen oder unregelmässig wulstigen, unreinen und zähen Quarziten und Quarzitschiefern mit Lagen von dunklem meist feingebänderten Thonschiefer zusammensetzt. Auch hier zeigt sich das Verhalten, dass mit Anwachsen der quarzitischen Gesteinskörper die Substanz an Reinheit und Korngrösse zunimmt.
   c) endlich eine aus plattigem, sehr glimmerreichem Quarzitsandstein und rothem oder roth- und grüngebändertem Thonschiefer, stellenweise auch Wetz- und Kieselschiefer, bestehende Gesteinsfolge, mit welcher der Schichtencomplex des Bruchbergquarzits nach SO. hin abschliesst.

Ausser diesen mehr oder weniger ausgeprägt quarzitischen Gliedern gehören dem Complex der Bruchberg-Acker-Ablagerungen verschiedene abweichend zusammengesetzte, besonders durch reiche Betheiligung von Diabasen ausgezeichnete Gesteinszonen an, die sich in Form langgestreckter Bänder zwischen die quarzitischen Schichten einschieben. Es ist hier vor allem der im Ausstrich 300 bis 400 Meter breite, weithin fortsetzende Diabas-Kieselschieferzug zu nennen, der sich am Nordwestgehänge des Acker-Bruchberges nahe der Grenze des Höhenquarzits in die oben unter No. 2 genannten Schichten einlagert. Am Acker zeigt sich auf der ganzen

Länge des Bandes vom Schindelnkopf bis nahe der Clausthal-Andreasberger Chaussee eine sehr gleichbleibende Schichtenfolge, vom Liegenden zum Hangenden: 1. Kieselschiefer mit Adinolen, Eisenkiesel und rothe oder roth- und grüngebänderte Schiefer, in denen zahlreiche Diabaslager meist von geringer Mächtigkeit und Ausdehnung auftreten. 2. Graue oder graugrüne Plattenschiefer, in Folge hohen Glimmergehalts von schimmerndem, oft gradezu phyllitischem Glanz. Sie stehen in ihrer Beschaffenheit den Plattenschiefern der Tanner Grauwacke nahe (Mägdesprung u. s. w.), auch dadurch, dass sie zahlreich *Dictyodora* und *Nemertites*-artige Formen enthalten. Durch allmählichen Gesteinswechsel gehen sie mehrorts in Quarzitschiefer (Gr. Ifenthal, Gr. Oker, Rauhe Schacht u. s. w.) oder dunkle Wetz- und Kieselschiefer (Wolfsthal, Rauhe Schacht) über. An Einlagerungen finden sich unreine versteinerungsleere Kalksteine (Sösebett beiderseits des Gr. Ifenthals, Gr. Oker) und feinkörnige durch grössere Glimmerblättchen ausgezeichnete Grauwacken (Gr. Breitenberg). 3. Kiesel- und Wetzschiefer mit den gleichen Begleitgesteinen, nach oben hin mit einem mächtigen zusammenhängenden Diabaslager abschliessend.

In der Fortsetzung des Zuges nach NO., am Nordwestabfall des Bruchberges zeigt sich in Bezug auf seine Zusammensetzung die bemerkenswerthe Abweichung, dass die Gesteine der hangenden Zone (3), Kieselschiefer und Diabas, fehlen. Die Plattenschiefer nehmen hier nach oben hin Quarzite verschiedener Beschaffenheit auf, die den Uebergang zum Höhenquarzit vermitteln.

Ein zweiter schmälerer Zug, der in Folge starker Ueberrollung der Gehänge mit Höhenquarzitschutt nur lückenhaft nachgewiesen werden konnte, verläuft oberhalb des ersteren an der Grenze zwischen Höhenquarzit und den Schichten des Nordwestabfalls. Seine Zusammensetzung ist insofern eine abweichende, als Diabase und Kieselschiefer — es sind dunkle oder graue Kiesel- und Wetzschiefer ohne Betheiligung von Adinole — andere Beschaffenheit zeigen und die dort mächtig entwickelten Plattenschiefer hier gänzlich fehlen. An ihrer Stelle finden sich als mittleres Glied des Zuges rothe oder roth und grüne Schiefer

mit bank- oder linsenförmigen Einlagerungen sehr glimmerreicher Quarzitsandsteine derselben Art, wie sie an der Südostgrenze der Bruchberg-Acker-Schichten ebenfalls in Verbindung mit rothem Schiefer auftreten (S. oben 3c). Durch diese Einlagerungen wie auch sehr viel geringeren Glimmergehalt der Schiefer ist der Unterschied gegenüber den rothen Schiefern des ersten Zuges gegeben, die wohl Diabase, aber niemals quarzitische Gesteine enthalten und sich in ihrem reichen Glimmergehalt den rothen Cypridinenschiefern der Kieselschieferzüge im Westflügel der Sösemulde an die Seite stellen.

Ausser diesen beiden in ihrer Gliederung auf grössere Erstreckung hin nachgewiesenen Zügen finden sich in dem zwischenliegenden Schichtenstreifen gar nicht selten vereinzelte Glieder jener Gesteinsfolgen, kürzere Diabaslager oder Kieselschieferbänder von geringerer Ausdehnung, bezeichnender Weise jedoch nur diese Glieder, nicht auch Plattenschiefer oder das rothe Schiefersystem mit seinen glimmerreichen Quarziten. Kieselschiefer und Diabase sind die gleichen wie in dem unteren Zuge.

Was die Beschaffenheit der Diabase anbetrifft — um die petrographische Charakteristik der Bruchberg-Ablagerungen auch nach dieser Richtung hin zu vervollständigen —, so fehlen typische divergentstrahlig-körnige Gesteine, wie sie im Wissenbacher Schiefer im Mittelharz oder am Oberharzer Grünsteinzug, ferner in den Graptolithenschiefern des Ostharzes verbreitet sind, fast gänzlich. Ebenso wenig wurden porphyrische Varietäten (Labradorphorphyrite), die am Grünsteinzug wie in der Wernigeroder Gegend an die Schiefer des unteren Mitteldevon gebunden sind, beobachtet. Vorwaltend sind es mittel- bis feinkörnige Gesteine von mehr rein körniger, Gabbro-ähnlicher als divergentstrahliger Structur; die feinkörnigen Varietäten mit ausgeprägter Neigung zu Variolit-Bildung. Sehr schöne Variolite finden sich beispielsweise im Wolfsthal, im Gr. Mollenthal, am Gr. Breitenberge u. s. w. Durch diese Ausbildung stehen die Bruchberg-Acker-Diabase den Gesteinen jünger-devonischer Schichten, besonders den an der Grenze von Oberdevon und Culm liegenden Diabasen der hangenden Zone am Oberharzer Grünsteinzug sehr

viel näher als denjenigen der tieferen Horizonte. Eine Ausnahme von dieser Ausbildung machen eigenthümlich entwickelte Diabase aus dem oberen Zuge, welche den anderen Vorkommen gegenüber durch grobes Korn, drusige Structur und reichliche Zeolith-Bildung auffallen.

Ueber die Altersstellung des Gesammtcomplexes der Acker-Bruchberg-Schichten, ebenso wie über die stratigraphischen Beziehungen der einzelnen vorstehend beschriebenen Horizonte geben die geologischen Verhältnisse weder am Bruchberg-Acker selbst noch in dem äquivalenten Quarzitgebiet der Ecker und Ilse nördlich des Brockenmassivs hinreichende Auskunft, theils weil es bisher nicht gelungen ist, charakteristische Versteinerungen aufzufinden[1]), theils in Folge der Ueberrollung der Gehänge mit Schuttmassen des am Kamme in Klippenzügen auftretenden Höhenquarzits und des damit im Zusammenhange stehenden Fehlens lückenloser Profile. Zwar konnte durch den Nachweis, dass die Culmschichten der Sösemulde die Quarzite transgredirend überlagern, dann durch Auffindung des Hauptquarzits als selbständiges Glied neben dem Bruchbergquarzit an zahlreichen Punkten der Südostseite[2]) die Unhaltbarkeit der ver-

---

[1]) Die Hoffnungen, welche in dieser Richtung an die letztjährigen Untersuchungen geknüpft wurden, haben sich leider nicht erfüllt. Ausser meist schlecht erhaltenen Pflanzenresten in den schieferigen Zwischenlagen der Quarzite oder aus Grauwackeneinlagerungen der Plattenschiefer, sind an organischen Resten bisher bekannt: 1. Crinoidenstielglieder aus dem Höhenquarzit; 2. Linguliden, Disciniden und Conodonten aus den rothen Schiefern der beiden Kieselschiefer-Diabas-Züge des Nordwestabfalls und aus den ebenfalls rothen Schiefern der Grenzschichten der Südostseite (vergl. dieses Jahrbuch f. 1894, S. 192); 3. Styliolinen, Tentaculiten und kleine schlecht erhaltene Brachiopoden und Zweischaler (*Strophomena minor* R., *Orthis* sp., *Cardiomorpha artecostata* Maur.) in hellgrauen glimmerigen und spärlich Kieselgallen führenden Thonschiefern an einem neuen Fahrwege südlich der Rauhen Schacht, wenig östlich der Gr. Hölle. Das wenige Schritt breite, bisher alleinstehende Vorkommen gehört dem unteren Kieselschieferzuge an und wird beiderseits von Kieselschiefer und Adinole begrenzt. Wahrscheinlich hat man es mit einer eingeklemmten, daher erhaltenen Transgressionsscholle der Wissenbacher Schiefer zu thun, die ihrerseits von Culm transgredirend überlagert wird.

[2]) M. Koch, dieses Jahrbuch für 1890, S. XXXIV.

schiedenen älteren Auffassungen[1]) dargethan werden; es gelang ferner auf Grund schon 1892 im Klosterholz bei Ilsenburg vorgenommener Untersuchungen[2]) den Beweis zu erbringen, dass die fraglichen Ablagerungen älter sein müssen nicht nur als Hauptquarzit, sondern auch als die bekannten Hercynkalke des Klosterholzes, älter also als das tiefste im Harz bekannte Unterdevon; welcher Stufe im Liegenden dieser Schichten sie angehören, darüber liessen die Ermittelungen hier wie am Bruchberg-Acker jedoch im Stich. Erst die erfolgreichen Untersuchungen A. DENCKMANN's im Kellerwalde[3]) brachten auch für den Harz weitere Klärung der Frage, indem sie den Nachweis lieferten, dass die dortigen dem Bruchberg- bezw. Ilsenburgquarzit entsprechenden Gesteine dem Obersilur unter den Schichten mit *Cardiola interrupta* angehören. Es sind daher jene Quarzitbildungen des Harzes ebenfalls als silurisch anzusprechen.

Stand es schon seit längerer Zeit fest, dass der Kammquarzit (Wüstegartenquarzit) im Kellerwalde und im Harze (Höhenquarzit) äquivalente Bildungen sind[4]), so haben in den letzten Jahren mit Herrn DENCKMANN in beiden Gebieten vorgenommene Vergleichsbegehungen weiterhin erwiesen, dass sich die Gleichartigkeit auch auf einen Theil der übrigen unterschiedenen Quarzitstufen ausdehnt. So entspricht das oben unter 3c beschriebene rothe Schiefersystem mit Einlagerungen glimmerreicher Sandsteine den im Kellerwald unmittelbar über dem Wüstegartenquarzit folgenden Ortbergschichten, wenn auch die rothen Schiefer

---

[1]) F. A. ROEMER rechnete den Bruchbergquarzit zuerst zum Spiriferensandstein (Palaeontogr. III, 1854, S. 66), später zum Culm (ebenda S. 89); E. KAYSER zum Hauptquarzit (Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. XXVII, S. 958); LOSSEN sah ihn als Vertreter des Hauptquarzits und der im Hangenden folgenden Schichten bis zum Stringocephalenkalk an (Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. XXIX, S. 624); A. HALFAR endlich vermuthete in ihm Culm oder Oberdevon (dieses Jahrbuch für 1883, S. XXV).

[2]) M. KOCH, Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. für 1897, S. 18 u. ebenda 1898, S. 26.

[3]) A. DENCKMANN, Bericht über Aufnahmen im Sommer 1894. Dieses Jahrb. für 1895, S. XXXII; Silur u. Unterdevon im Kellerwalde, ebenda für 1896, S. 144.

[4]) LOSSEN, Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. 1877, S. 846.

nicht die Mächtigkeit besitzen wie im Harz. Da nach A. DENCKMANN über die engen, stratigraphischen Beziehungen der beiden Horizonte kein Zweifel bestehen kann, ist die früher auf Grund petrographischer Aehnlichkeit mit Cypridinenschiefern ausgesprochene Vermuthung[1]), dass die rothen Schiefer zum Oberdevon gehören, fallen zu lassen. In Verbindung mit dem Ortberggestein treten am Bruchberg-Acker, sowohl an der Südostgrenze wie in dem Gesteinszuge NW. des Kammes, Kiesel- und Wetzschiefer auf, die sich von den Kieselschieferschichten des unteren Zuges durch das Fehlen von rothen Schiefern und Adinole unterscheiden. Es finden sich dagegen reichlich graue, flintartige Kieselschiefer, die an gewisse Gesteine der sich im Kellerwalde an die Ortbergschichten nach oben hin anschliessenden Rücklingsschiefer erinnern.

Eine weitere Analogie ergiebt sich aus dem Vergleich zwischen den Quarzitschichten des Nordwestabfalls am Bruchberg-Acker und den im Kellerwald unter dem Kammquarzit (Wüstegartenquarzit) folgenden Urfer Schichten. Zweifellos gehört ein Theil der ersteren und zwar die obere, zwischen den beiden Kieselschieferzügen liegende Abtheilung dieser von A. DENCKMANN aufgestellten Stufe an, obwohl sich in der Quantität der verschiedenen hierher gehörigen Gesteine und auch in der Sedimentation Unterschiede geltend machen. Damit steht in Uebereinstimmung, das die Plattenschiefer, das mittlere Glied des unteren Kieselschieferzuges (siehe oben S. XXX), wenn man Kieselschiefer und Diabase als nicht vorhanden annimmt, in die gleiche Lage gelangen wie das tiefste Glied der Urfer Schichten am Kellerwalde, die Brünchenhainer Plattenschiefer. Abgesehen von der in beiden Gebieten gleichen petrographischen Beschaffenheit dieser Schichten spricht auch der mehrorts beobachtete Uebergang in quarzitische Gesteine dafür, dass sie nicht jüngeren Alters sind[2]), sondern ein Glied in der Reihe der quarzitischen Ablagerungen darstellen.

---

[1]) M. KOCH, dieses Jahrbuch für 1894, S. 192.

[2]) In der LOSSEN'schen Uebersichtskarte des Harzes sind die Plattenschiefer nach Angabe v. GRODDECK's wohl in Folge ihrer engen Verknüpfung mit Kieselschiefern von durchaus culmischem Charakter zu den Posidonienschiefern gestellt worden.

Vertreter des jüngsten Gliedes der Urfer Stufe, der Schiffelborner Schichten des Kellerwaldes, sind am Bruchberg-Acker in der entsprechenden Stellung mehrorts beobachtet worden (Rauhe Schacht und Fahrweg südlich der Rauhen Schacht), besitzen aber weder die Verbreitung noch die Mächtigkeit, die ihnen dort zukommen. Die oben unter 3a erwähnten Schichten des Südostabfalls zeigen zwar z. Th. ähnliche petrographische Entwicklung, ihr Auftreten zwischen Ortberggestein und Höhenquarzit entspricht jedoch nicht der stratigraphischen Stellung jener Schichten im Kellerwalde. Nach ihrer Lage sind es ebenso wie die Schichten 3b, die dort ebenfalls nicht entwickelt zu sein scheinen, jüngere Bildungen als der Höhenquarzit.

Trotz der nahen Uebereinstimmung und der vielfachen Vergleichspunkte zwischen Bruchberg-Acker und Kellerwald bleiben doch auch Abweichungen bestehen. Ausser den eben erwähnten Schichten fehlen am Kellerwalde die mächtig entwickelten Ablagerungen des Nordwestabfalls zwischen dem Culm der Sösemulde und dem unteren Kieselschiefer-Diabaszuge, ferner finden von den Gesteinen des letzteren Kieselschiefer, rothe Schiefer und Diabase keine Vertretung. Was zunächst die ersteren anbetrifft, so hat man es, da sie im Liegenden der Plattenschiefer auftreten und man von SO. nach NW. in immer ältere Glieder der Bruchberg-Ablagerungen gelangt, höchst wahrscheinlich mit Schichten zu thun, die älter sind als die Urfer, die sich aber ihrer ganzen Entwicklung nach dieser Stufe anschliessen. Die Stellung der Kieselschiefer und Diabase kann verschiedener Auffassung unterliegen. Es ist oben schon darauf hingewiesen worden, dass die ersteren nicht silurischen, sondern durch Verknüpfung mit Adinole und Eisenkiesel culmischen Habitus zeigen, die rothen Schiefer den Cypridinen-Schiefern, die Diabase den Gesteinen an der Grenze des Oberdevons zum Culm gleichen. Entweder stellt man die Gesteine auf Grund ihrer engen Verbindung mit silurischen Plattenschiefern zum Silur und findet sich mit der die petrographische Charakteristik der Sedimente allerdings verwirrenden Thatsache ab, dass sich im Silur local Gesteine einstellen, die wir gewohnt sind in viel jüngeren Schichten anzutreffen, oder man legt Gewicht auf die

petrographische Ausbildung und zieht sie zum Culm bezw. Oberdevon. Unter Zugrundelegung der letzteren, wohl das Richtige treffenden Auffassung würde sich der Kieselschiefer-Diabaszug nur als ein Rest der von W. her auf die Silurschichten übergreifenden Transgressionsdecke von Culm und Cypridinenschichten darstellen, der seine Erhaltung und seine langgestreckte Form der Ablagerung in einer Abrasionsrinne bezw. der Einfaltung in die Quarzitschichten verdankt. Er tritt damit dem durch Quarzitbänder (-Sattelfalten) vielfach unterbrochenen und in einzelne Züge aufgelösten[1]), sicher culmischen Kieselschieferbande auf der Nordwestgrenze des Gesammtcomplexes der Bruchberg-Ackerschichten an die Seite, mit dem er auch weiter nach N. hin am Nordwestabfall des Bruchberges zusammenzufliessen scheint. Bei Annahme einer local verschieden weit ausgreifenden und in die Tiefe gehenden Abrasion vor Ablagerung des Culm, würde das Auftreten von silurischen Plattenschiefern zwischen den Culmkieselschiefern kaum noch etwas Auffälliges haben. Eine solche Deutung findet ihre Stütze in verschiedenen Erscheinungen, die sonst schwer zu erklären wären; dahin gehört, dass die Plattenschiefer von den fraglichen Schichten nicht nur flankirt, sondern auch in ihrem Zusammenhange quer zum Streichen durch die Gesteine culmischer Beschaffenheit recht häufig unterbrochen werden, ferner, dass einzelne Kieselschieferbänder oder Diabase gleicher Beschaffenheit auch noch im Hangenden des Zuges, also in jüngeren Schichten als Plattenschiefer scheinbar als Einlagerung vorkommen; vor Allem spricht jedoch dafür das Fehlen jener Gesteine auf grosse Erstreckung hin neben den Plattenschiefern (Gr. Ifenthal, Bruchberg), ferner das Angrenzen derselben im Streichen an verschiedene Glieder der Quarzitablagerungen, theils an Schichten des Nordwestabfalls (südlicher Theil des Ackers), theils an Quarzite von der Entwicklung des Höhenquarzits (Wolfskopf, Ifenkopf und Bruchberg).

An den mächtigen Schichtencomplex der Bruchbergquarzite schliesst sich im SO. der längs des ganzen Bergrückens nachge-

[1]) Vergl. M. Koch, dieses Jahrbuch für 1894, S. 187.

wiesene geringmächtige Horizont des Hauptquarzits an, der sich durch seine Fauna als oberstes Unterdevon (= obere Coblenzschichten z. Th.?) erweist[1]) und wohl transgredirend über dem Bruchbergquarzit liegt. Die Zahl der bekannten Versteinerungsfundpunkte vermehrt sich um einen weiteren zwischen Grosskastenhai und Goldenke an der aus dem Thale der grossen Lonau nach dem Acker hinaufführenden Chaussee östlich von ihrer scharfen Umbiegung aus westlicher in nördliche Richtung. In milden, dickbankigen, gelb verwitternden Schiefern mit Kieselgallen fanden sich hier *Cryphaeus* sp., *Orthoceras* sp., *Allerisma* cf. *inflatum* STEIN., *Spirifer arduennensis* SCHN., *Sp. carinatus* SCHN., *Sp. subcuspidatus* SCHN., *Chonetes sarcinulata* SCHL. und Steinkerne von *Cyathophyllum* sp. (*heterophyllum* M. E. H.?)

Auf die Schichten des Hauptquarzits folgt ohne scharfe Grenze, stellenweise aber auch, soweit zu beobachten, im unmittelbaren Anschluss an den Bruchbergquarzit, weiter nach SO. ein System von meist stark verruschelten und gequetschten Schiefern mit Einlagerungen von mulmig braun verwitternden Knollen unreinen Kalkes, Kieselschiefern, linsen- oder bankförmigen Grauwacken, grauen Grauwackensandsteinen und Quarziten und ferner, anscheinend besonders im liegenden Theile, von Kieselgallen und stellenweise bläulich grauen Flintknollen. Ausgezeichnet ist dieses Schiefersystem des weiteren durch das Auftreten von Diabasen, und zwar sowohl körnigen Diabasen wie Diabasmandelsteinen. In den Schiefern finden sich, wo sie nicht zu arg gequetscht sind, Styliolinen und Tentaculiten, so z. B. an der Bärengarten-Chaussee westlich vom Lonauer Jagdhause, im Hohlwege vom Sattel des grossen Mittelberges zur Ackerchaussee, am Rückenwege des grossen Wurzelnberges, hier mit *Strophomena minor* R., *Buchiola sexcostata* R., und schlecht erhaltenen Orthoceren, und anderwärts; aus den Kalkknollen gelang es an zwei Punkten, am neuen Forstwege über dem Gelben Loche und in dem den nördlichsten Zufluss des Schwarzen Kulmke bildenden Wasserrisse an der Verlorenen Ecke eine kleine Fauna zusammenzubringen, die folgende Arten enthält:

[1]) L. BEUSHAUSEN, Die Fauna des Hauptquarzits am Acker-Bruchberge, dieses Jahrbuch f. 1896, S. 282.

Phacops sp.
Orthoceras sp.
Tentaculites cf. *sulcatus* R.
Styliolina laevigata R.
Cardiola sp. n.
Anoplotheca lepida GOLDF.
Cyrtina heteroclita DEFR.
Strophomena minor R.
Orthis sp.
Chonetes sp.
Crinoidenstiele.
Kleine Einzelkorallen.
Pleurodictyum sp.

So spärlich diese Fauna auch ist, so weist sie doch deutliche Beziehungen zur Fauna der Oberharzer Wissenbacher Schiefer auf, und dieser Umstand in Verbindung mit der Thatsache, dass der fragliche Schichtencomplex im Hangenden des Hauptquarzits auftritt, die charakteristischen Diabase enthält und ausserdem beim Lonauer Jagdhause in der unmittelbar über dem Hauptquarzit lagernden sogenannten Acidaspis-Bank eine Fauna führt, die noch mehr an die der Wissenbacher Schiefer gemahnt[1]), spricht dafür, dass das Schiefersystem den Wissenbacher Schiefern zu parallelisiren und somit dem unteren Mitteldevon zuzurechnen ist. Diese Deutung wird durch das in den gleichartigen Schiefern der Hirschkappe westlich vom Forsthaus Schluft entdeckte Vorkommen von *Mimoceras gracile* v. M. ganz wesentlich bekräftigt.

Die Kieselgallenschiefer weisen im nördlichen Abschnitt des Schieferbandes stellenweise (Schwarze Schluft, Mönchskappe, Hirschkappe und Ausgeschlagener Weg unweit Forsthaus Schluft) ziemliche grosse, bis 40 Meter erreichende Mächtigkeit auf. Sie liegen hier überall an der Grenze des Hauptquarzits, zwischen diesem und dem eigentlichen Wissenbacher Schiefer. Die aus sehr unreinem, dunklem, kieseligem Kalk bestehenden Kieselgallen enthalten spärlich organische Reste; an den beiden zuletzt genannten Punkten wurden die folgenden Versteinerungen gesammelt:

Cryphaeus cf. *laciniatus* R.
Homalonotus?
Phyllocaridenreste.
Orthoceren.
Tentaculites sulcatus R.
Euomphalus sp.
Pleurotomaria sp.
Cardiola sp.

[1]) BEUSHAUSEN a. a. O. S. 304/5.

Spirifer arduennensis Schn. *Discina* sp.
Cyrtina heteroclita Defr. *Lingula* sp.
Crinoidenstiele.

An der vom Hauptquarzit bezw. Bruchbergquarzit abgekehrten südöstlichen Seite wird das System der Wissenbacher Schiefer begleitet von einem immer nur schmalen, aber nichtsdestoweniger überall nachweisbaren Bande von Grauwacken, die z. Th. feinkörnig, z. Th. aber auch mittel- bis grobkörnige Feldspathgrauwacken sind. An diese schmale Grauwackenzone schliesst sich längs des ganzen Acker-Bruchberges ein System von Kiesel- und Wetzschiefern an, welches auch innerhalb des südöstlich folgenden Gebietes der Sieber-Grauwacke in Gestalt mehr oder minder langer, meist schmaler Züge auftritt. Die Kieselschiefer sind z. Th. schwarze Lydite, z. Th. hellfarbig, grau oder bläulichgrau, bilden seltener mächtige reine Massen, sondern sind gewöhnlich mit verschiedenfarbigen, besonders roth, auch grünlich gefärbten und dann Adinole ähnlichen Wetzschiefern vergesellschaftet. Ganz untergeordnet treten in ihnen dunkle, dichte oder sehr feinkörnige, tief dunkelbraun verwitternde Kalke in Linsen oder dünnen Bänken auf, anscheinend völlig versteinerungsleer.

Eines eigenthümlichen Gesteins ist hier noch Erwähnung zu thun, welches im Marienthale südlich vom Lonauer Jagdhause an der Nordwest- und Südostgrenze des in der Sieber-Grauwacke auftretenden Kieselschieferzuges Berglöcher-Brakberg im Bachbette aufgeschlossen ist. Es stehen hier zwischen der Grauwacke und dem Kieselschiefer sehr dunkle, feinkörnige Quarzite an, die äusserlich ganz wie schwarze Kieselschiefer aussehen und auch wie diese dünnplattig abgesondert sind. Das Gestein ist sonst nirgends beobachtet worden, und da in unmittelbarster Nähe Störungen durchsetzen, könnte man an Dislocationsmetamorphose denken.

Im obersten Theile des Thales der Grossen Steinau wurde mitten im Kieselschiefer ein sehr untergeordnetes Diabasvorkommen nachgewiesen.

Innig verknüft mit den Kiesel- und Wetzschiefern ist der Schichtencomplex der Sieber-Grauwacke, die den grössten

Theil des untersuchten Gebietes einnimmt und über die südliche Blattgrenze hinaus auf das Blatt Lauterberg übergreift bis zu einer Linie, die von Herzberg über das Hohe Feld nach dem Forsthause Königshof (Bl. Riefensbeek) verläuft. An die Kiesel- und Wetzschiefer schliessen sich zunächst meist geringmächtige, durch dünne, sandige Lagen gebänderte Thonschiefer und Grauwackenschiefer an, die durch Aufnahme von zuerst dünnen Lagen plattiger Grauwacken schnell in eine Wechsellagerung von Schiefern und plattigen Grauwacken übergehen, auf die weiterhin derbe Grauwacken folgen, in denen untergeordnet, aber allgemein verbreitet, meist kleinkörnige Conglomerate auftreten, wohl immer als unregelmässig linsenförmige, von der normalen Grauwacke nicht scharf geschiedene Einlagerungen. Die derben Grauwacken bilden mächtige Mittel, die durch plattige Grauwacken und Grauwackenschiefer von einander getrennt werden; sie sind meist mittel- bis grobkörnig, seltener feinkörnig und gehen unvermerkt in die Conglomerate über. Dagegen sind die plattigen Grauwacken fast immer sehr feinkörnig bis makroskopisch fast dicht und zeichnen sich wie die Grauwackenschiefer gewöhnlich durch zahlreiche weisse Glimmerschüppchen auf den Schichtflächen aus. Im Marienthale, an der Südostgrenze des Kieselschieferzuges Berglöcher-Brakberg, und im Schmelzerthale oberhalb der obersten Wiese wurden im Bachbette lokal roth und grün gefärbte Grauwackenschiefer mit eingelagerten plattigen Grauwacken beobachtet, die auf der einen Seite an Störungen grenzen und auf der anderen Seite unmerklich in gewöhnliche Grauwackenschiefer übergehen.

Organische Reste wurden, abgesehen von häufigen, aber stets schlecht erhaltenen Pflanzenresten in den Bandschiefern, nirgends beobachtet. Aus diesem Grunde und wegen der nicht unzweideutigen Lagerungsverhältnisse ist die Frage nach dem Alter der Sieber-Grauwacke und der mit ihr verknüpften Kieselschieferzüge nicht ohne weiteres zu lösen; es wird dazu vor allem noch eine genaue Begehung ihrer Südostgrenze auf Blatt Lauterberg erforderlich sein. Als Anhaltspunkte für die Erörterung der Altersfrage sind folgende anzuführen:

1. Alle Beobachtungen sprechen dafür, dass die Kiesel- und Wetzschiefer das Liegende, die Grauwacken das Hangende sind.
2. Die Kiesel- und Wetzschiefer mit den eingelagerten dunklen Kalken sind gänzlich verschieden von den silurischen Kieselschiefern, Wetzschiefern und Plattenkalken im äussersten SO. des Blattes Riefensbeek in der Umgebung von St. Andreasberg (s. u.), haben dagegen grosse Aehnlichkeit mit den Kieselschiefern des Culm.
3. Die Sieber-Grauwacke unterscheidet sich in ihrer Zusammensetzung, besonders auch durch das Fehlen der bezeichnenden Plattenschiefer, deutlich von der Tanner Grauwacke der angrenzenden Blätter Lauterberg und St. Andreasberg, erinnert dagegen in vielen Beziehungen, vor allem auch durch die charakteristische Wechsellagerung plattiger, sehr feinkörniger Grauwacken mit Grauwackenschiefern, an die Culmgrauwacken des Oberharzes nordwestlich vom Acker-Bruchberge. Auffallen muss es indessen, dass ein den Posidonienschiefern entsprechender Schieferhorizont über den Kieselschiefern nicht entwickelt ist und *Posidonia Becheri* aller Bemühungen ungeachtet nicht nachzuweisen war.

An die Sieber-Grauwacke schliessen sich, die äusserste Südostecke des Blattes einnehmend, Schichten an, die dem weithin fortsetzenden, an Einlagerungen von Kiesel-Wetzschiefern, Kalken und Diabasen reichen Schieferbande nördlich der Sattelaxengrauwacken angehören. Diese früher zum Unteren Wieder Schiefer gerechneten Schichten müssen wegen ihrer Uebereinstimmung mit den *Cardiola interrupta* führenden Ablagerungen im Tännenthal bei Oehrenfeld und den petrographisch gleichen Schichten südlich von Wernigerode [1]), ferner mit den Densberger Kalken der Urfer Schichten im Kellerwalde als silurisch angesprochen werden.

Im nördlichen Abschnitt des kartirten Gebietes fällt ein Theil der vorstehend beschriebenen Schichten, Wissenbacher Schiefer,

---

[1]) M. Koch, dieses Jahrbuch für 1898, S. 25.

Sieber-Grauwacke und die zugehörigen Kieselschieferzonen, in den Contactring des Brockengranits, welcher an der östlichen Blattgrenze in zwei grösseren, mit dem Massiv in unmittelbarem Zusammenhange stehenden Partieen auftritt, am Schlufter Kopf und an dem linken Gehänge des Kl. Sonnenthals. Ueber die Metamorphose der verschiedenen Gesteine ist kaum etwas Neues zu berichten. Die unreinen Kalksteine der Kiesel- und Wetzschieferzonen zeigen die bekannte Umbildung zu dichten Kalksilicathornfelsen von grauer oder grünlicher Farbe mit dem unbewaffneten Auge nur selten sichtbaren Krystallisationen von Contactmineralien. Die Schiefer sind in einer äusseren Zone des Ringes in meist sehr feingefleckte Knotenthonschiefer, in der Nähe des Granits in schwarze, splittrige Hornfelse, die sog. Kieselschieferfelse HAUSMANN's umgewandelt. Von Interesse dürfte es sein, dass die Kieselschiefer im inneren Ringe der Umkrystallisirung zu mehr oder weniger reinen und hellfarbigen Quarziten unterliegen. Es findet dadurch eine frühere Beobachtung an neuem Orte Bestätigung.

Betreffs der Lagerungsverhältnisse ist Folgendes zu bemerken: Das Schichtenstreichen hält sich wie im nordwestlichen Oberharze an die Stunden 3—5. In der südöstlichen Randzone des Bruchberges und auch in dem randlichen Kieselschieferzuge herrscht mehr oder minder steiles Nordwestfallen, also überkippte Lagerung; es verkehrt sich jedoch innerhalb des letzteren schon an zahlreichen Stellen in südöstliches Fallen. Im Gebiete der Sieber-Grauwacke treten beide Fallrichtungen auf; in den Kieselschieferzügen inmitten der Grauwacken liess sich mehrfach nachweisen, dass im Fortstreichen das Fallen aus der einen in die andere Richtung übergeht, also windschiefe Falten vorhanden sind.

Streichende Störungen sind jedenfalls vorhanden, aber nicht mit Sicherheit nachgewiesen worden, dagegen sind Querverwerfungen sehr häufig und im Randgebiete des Acker-Bruchberges zum Theil schon früher erkannt worden. Auch in die eintönigen Grauwackengebiete hinein lassen sie sich durch Quelllinien, auffällige Schichtenstörungen, besonders in den Aufschlüssen

der Bachbetten, und z. Th. durch Ausfüllung mit Gangmineralien weiter verfolgen und sind in ausgezeichneter Weise durch die Verschiebungen der inmitten der Grauwacke auftretenden Kieselschieferzüge nachweisbar. In der Regel ist, wie im nordwestlichen Oberharze, die jeweils nördlich einer Verwerfung gelegene Schichtenzone gegen O. verschoben, und zwar sowohl bei NW.- wie bei SO.-Fallen; Verschiebung in entgegengesetztem Sinne kommt bei NW.-fallenden Schichten vor. Das Streichen der Verwerfungen liegt, wie jenseits des Bruchberges, vorwiegend in den Stunden 7—9, flacher und steiler streichende Verwerfungen treten mehr zurück.

In den Aufschlüssen beobachtet man besonders dreierlei Arten von Schichtenstörungen an Verwerfungen: 1. Stauchung und wirre Ineinanderquetschung der Schichten, vielfach verbunden mit Zertrümmerung; so können derbe Grauwackenbänke völlig zerdrückt und die einzelnen Theile förmlich in die umgebenden Schiefer hineingeknetet sein, wobei die letzteren hochgradig zerquetscht und ganz wirr gefaltet und gestaucht sind[1]). 2. Plötzliches Abbrechen und Umbiegen der Schichten im Streichen. 3. Am häufigsten Schleppung der Schichten an der Verwerfung; und zwar beobachtet man auf der einen Seite der Verwerfung gewöhnlich ein ganz oder fast mit deren Verlauf übereinstimmendes Schichtenstreichen, das von der Verwerfung abgewandt, allmählich in die normale Streichrichtung in h. 3—5 übergeht, auf der anderen Seite der Verwerfung entweder unverändertes, meist aber steileres Streichen der Schichten (h. 12—2), das gleichfalls in das normale übergeht. Selbstverständlich ist diese Schleppung abhängig von der Richtung, in der die Bewegung der Schichten an der Verwerfung stattfand; es scheint aber auch eine bestimmte Beziehung

[1]) Die gleiche Erscheinung beobachtet man z. B. auch bei geringmächtigen Diabasen, deren einzelne abgequetschte, in den umgebenden Schiefer eingeknetete Stücke dann den Eindruck von Bomben machen. Nach meiner auf Beobachtungen an Ort und Stelle gegründeten Ueberzeugung handelt es sich auch bei den bekannten, von Rinne (N. Jahrb. f. Min. Beil.-Bd. X, S. 379 ff.) näher beschriebenen »Diabasbomben« von Juliushütte mindestens zum guten Theil um solche abgequetschten Stücke geringmächtiger Diabasmassen. Jedenfalls mahnen solche Beobachtungen zur Vorsicht. Beushausen.

zwischen der Bewegungsrichtung und dem Einfallen der Verwerfungen vorhanden zu sein, denn das Streichen in h. 12—2 beobachtet man, wo das Fallen der Verwerfung erkennbar ist, immer am Hangenden, die Schleppung in h. 7—9 am Liegenden der Verwerfung.

Von Mineralausfüllungen der Verwerfungsspalten ist der Quarz häufig. Mächtigere und auf grössere Erstreckung nachweisbare Quarzgänge setzen am Königsberg, in der Nähe der Schlösserkappe und des Gr. Königsthals, ferner an der Süd- und Nordgrenze der Granitpartie der Waage und des Schlufter Kopfs auf. Die letzteren Gänge sind Verwerfer und geben, wie E. KAYSER[1]) nachgewiesen hat, die Ursache für das auffällige Vorspringen jener Granitpartie nach W. hin ab. Der Gang an der Nordgrenze lässt sich weit über die Endigung des Granits verfolgen. Er führt am Schlufter Kopf oberflächlich Eisenerze, namentlich Eisenglanz, hat aber in der Tiefe auch Kupfererze geliefert, auf die im Anfange des vorigen Jahrhunderts an der Südspitze des Sonnenkopfs Bergbau umgegangen ist. Auch der erwähnte Quarzgang am Königsberge ist im Kulmkethale ehedem auf Kupfererze bebaut worden.

Im übrigen Gebiete der Sieber-Grauwacke ist das Ganggestein der quarzführenden Gänge, soweit beobachtet, eine quarzige, von Quarz in zahlreichen Schnüren und geringmächtigen Trümern durchzogene Grauwacke. Im Kieselschiefer des oberen Goldenke-Thales treten streichende Quarzgänge auf. In derberen Massen findet sich Schwerspath als Gangausfüllung, zuweilen mit Quarz vergesellschaftet. Er scheint jedoch immer nur längere oder kürzere Mittel in den Gangspalten zu bilden, da auf demselben Gange Strecken, wo man ihn auf Schritt und Tritt antrifft, mit solchen abwechseln, wo man vergeblich nach einer Spur dieses Minerals sucht. Die Hauptverbreitung der Schwerspathgänge liegt im mittleren und südöstlichen Theile des untersuchten Gebietes, vor allem am Königs- und Sieberberge; doch wurde auch ein Gang im oberen Ende des Lonauer Birkenthales am Langfast westlich Sieber und

---

[1]) Das Spaltensystem am Südwestabfall des Brockenmassivs, dieses Jahrb. für 1881, S. 454.

ein anderer noch an den »Berglöchern«, der Südostwand des Thales der Grossen Steinau, nahe dem Westrande des Blattes aufgefunden.

Von Erzen tritt auf den Schwerspathgängen am Königsberge Rotheisenstein auf, der bis zur Mitte dieses Jahrhunderts Gegenstand eines lebhaften, seit etwa 1550 umgehenden Eigenlöhner-Bergbaues war. Doch scheint der Eisenstein nicht an die Schwerspathfüllung gebunden zu sein, denn auf manchen Schacht- und Stollenhalden findet man ausser Resten des geförderten Erzes nur eisenschüssige Grauwacken, oft noch mit Eisensteinrinden, während in den Halden benachbarter Eisensteinsgänge massenhaft Schwerspath enthalten ist.

Eisenstein, derber Rotheisenstein und Glaskopf, findet sich ferner in zahlreichen Gängen am Eisensteinsberge und dem gegenüberliegenden Gehänge des Königsbergs. Sie zeigen im Allgemeinen das gleiche Streichen wie die Eisenerz führenden Schwerspathgänge, enthalten aber Quarz und Kalkspath als Gangart.

Seltener als die Eisensteinsgänge sind Schwerspathgänge mit Kupfererzen, Vertreter der Lauterberger Gangformation. Durch alten Bergbau aufgeschlossen ist ein solcher Gang dicht oberhalb der Mündung des Kulmke in die Sieber am rechten Ufer des Kulmke, wenige Schritte über der Chausseebrücke, auf dem nach alten Nachrichten Kupferkies, Buntkupfererz und Kupferglanz einbrachen; einige ähnliche Gänge setzen am Nordhange des Sieberberges auf.

Der Bruchbergquarzit neigt wie alle Quarzite zur Klippenbildung; die Klippen sind meist von wahren Felsenmeeren umgeben, die sich oft den Hang eine grosse Strecke weit hinabziehen; Quarzitschutt bedeckt, z. Th. in grosser Mächtigkeit, überall die Hänge des Bruchberges bis weit unterhalb des anstehenden Quarzits. Nur in den meist steil abstürzenden Wasserrissen, mit denen die Thäler oben am Bruchberge beginnen, und die durch Schneeschmelze und Regengüsse immer wieder rein gefegt werden, sowie an den Böschungen neu angelegter Forstwege sind unter dem Quarzitschutt die anstehenden Schichten aufgeschlossen. In der Karte musste der Quarzitschutt unterdrückt werden, um die de-

vonische Randzone des Bruchberges überhaupt darstellen zu können. Die tiefer gelegenen Theile der Thäler sind bis auf die Bachbetten, in denen fast überall das anstehende Gestein zu beobachten ist, sämmtlich mit grobem Schutt erfüllt. Im Sieberthale sind zwei ältere Terrassen vorhanden, deren höhere indessen nur noch in vereinzelten Resten erhalten ist, während die tiefere, nur einige Meter über dem Flusse gelegene, sich bis zu seinem Austritte aus dem Gebirge verfolgen lässt. Auf ihr liegt das Dorf Sieber.

F. KLOCKMANN: Bericht über die Ergebnisse seiner letztjährigen Aufnahmethätigkeit im Oberharz.

Die vier Oberharzer Messtischblätter Seesen, Zellerfeld, Osterode und Riefensbeek können nunmehr in den vom Unterzeichneten bearbeiteten Antheilen bis auf eine letzte Revision als in der Kartirung abgeschlossen gelten. Die dabei in den letzten Jahren erzielten neuen Resultate und sonstige Erfahrungen sind im Nachfolgenden kurz zusammengestellt.

Das wichtigste Ergebniss bezieht sich auf die Gliederung und den stratigraphischen Aufbau des Oberharzer Culms, worüber bisher immer noch Zweifel bestanden, die aber jetzt als völlig beseitigt anzusehen sind.

Es war eine Streitfrage der letzten Jahre gewesen, ob die von v. GRODDECK aufgestellte Gliederung des mächtigen Grauwacken- und Schiefersystems oberhalb der Posidonienschiefer, das dem Oberharz sein charakteristisches petrographisches Gepräge verleiht, aufrecht zu erhalten sei oder nicht. Nach v. GRODDECK sollte dieses Schichtensystem ganz regelmässig in eine untere Abtheilung, die Clausthaler Grauwacke, und in eine obere, die Grunder Grauwacke, zerfallen. Es hat sich nun herausgestellt, dass weniger eine selbständige Aufeinanderfolge als eine Stellvertretung, also Faciesausbildung, stattfindet. Im südöstl. Theil des Oberharzes diesseits des Bruchberges, speciell in der Umgebung des Diabaszuges und auf der Clausthaler Hochfläche herrschen Schiefer und schiefrige Grauwacken vor, in denen zahlreiche Lager plattiger Grauwacken, aber auch eine Reihe derber, wenn auch wenig mächtiger Grauwackenbänke eingeschaltet sind.

Dagegen treten im nordwestl. Gebiet, in der Gegend von Grund und Lautenthal, die Schiefer immer mehr zurück; sie schrumpfen zu schwachen Zwischenlagern der allein den petrographischen Charakter dieses Theils des Oberharzes ausmachenden mächtigen Grauwacken zusammen.

Die Grauwacken können sich über das gesammte Gelände und in allen Niveaux oberhalb der Posidonienschiefer conglomeratisch entwickeln; meist geht jedoch das Korn dieser Conglomerate nicht über Erbsengrösse hinaus und es ist ganz einseitig der Milchquarz, der zu dieser Grösse anschwillt, während die übrigen Bestandtheile sich im Cement verstecken. Dabei zeigt sich, dass die Conglomerate vielfach nur linsen- und streifenartige Einlagerungen in der normalen derben Grauwacke bilden, sodass eine kartographische Ausscheidung derselben, wie sie v. GRODDECK angestrebt hat, nicht nur nicht möglich ist, sondern den Thatsachen geradezu Zwang anthut.

Ausgeschlossen sind allerdings davon die bekannten groben, durch ihre merkwürdige Zusammensetzung ausgezeichneten Conglomerate des Prinzenteichs, die sich in schmalen, aber weit erstreckenden und z. Th. gegabelten Streifen scharf verfolgen und daher auch kartographisch aushalten lassen. Während v. GRODDECK diesen Prinzenteich-Conglomeraten eine sehr hohe Lage oberhalb der Posidonienschiefer zuweist, trifft dies nach den neuen Erfahrungen nicht zu; sie gehören den tieferen Grauwackenbänken in dem Schiefersystem über den Posidonienschiefern an.

Im Devon des Blattes Seesen hat sich in Uebereinstimmung mit der von BEUSHAUSEN zuerst nachgewiesenen allgemeinen Verbreitung der Büdesheimer Schiefer im Oberharz ein ausgedehntes und ganz regelmässiges Auftreten derselben in der Lautenthaler Devonsenke nachweisen lassen. Sie zeigen alle die von BEUSHAUSEN angegebenen Merkmale, im Besonderen sind sie durch die massenhafte Anhäufung von Styliolinen ausgezeichnet. Die in der Umgebung von Lautenthal ebenfalls weit verbreiteten Cypridinenschiefer werden in grösster Regelmässigkeit und grösserer Mächtigkeit von den Büdesheimer Schiefern unterteuft. Ein besonders ausgezeichnetes Profil des Devons auf Blatt Seesen liefert der

Bielstein bei Lautenthal und der sich ihm anschliessende Sparrenberg. Unter den Kieselschiefern, deren interessante Windungen seit HAUSMANN's Zeiten bekannt sind und deren bildliche Darstellung in alle geologische Lehrbücher übergegangen ist, folgen typisch entwickelte Cypridinenschiefer mit eingelagerten Kalkbänken, in denen *Clymenia* gefunden wurde. Die letzten 200 Meter des am Fuss des Bielsteins entlang ziehenden Fussweges werden von Cypridinenschiefer begleitet; nach Ueberschreitung des Dölbethals finden sich am Anstieg des Sparrenberges in kleine Plättchen zerbröckelnde Schiefer und in diesen eingelagerte Kalkbänke, in denen *Stringocephalus Burtini* angetroffen wurde. Dann folgen in mächtigen Steinbrüchen entblösst die Wissenbacher Schiefer als tiefstes Niveau des bei Lautenthal vorkommenden Devons.

In tektonischer Beziehung werden immer die zahlreichen Bruchlinien, die in sehr enger Beziehung zu den Oberharzer Erzgängen stehen, das grösste Interesse in Anspruch nehmen. Bei dem monotonen petrographischen Charakter des Oberharzes ist der Nachweis und die kartographische Festlegung dieser Bruchlinien nicht immer ganz leicht. Es erscheint daher ganz zweckmässig, einmal die Merkmale und Methoden zu ihrer Auffindung klarzulegen, was in einem selbständigen Aufsatz in diesem Jahrbuch geschehen soll.

Auch ausserhalb des Harzer Kerngebirges aus der Zechsteinumrandung sind einige neue Wahrnehmungen zu berichten.

Zu den bei Seesen bekannten Vorkommnissen des Zechsteinconglomerats werden die erscheinenden Karten noch ein neues zu verzeichnen haben. Bemerkenswerth bleibt es, wie das in der Umgegend von Seesen auftretende Conglomerat petrographisch so verschieden ist von den nur wenige Kilometer südlich gelegenen Fundpunkten der Gegend zwischen Grund und Osterode. Während hier das kalkige Cement und eine schmutzig gelbe Farbe vorwiegen, stellt das entsprechende Gestein bei Seesen grobkörnige bis conglomeratische Sandsteine von rothbrauner Färbung dar, die die ältere, jetzt aufgegebene Auffassung, wonach es sich um Rothliegendes handeln sollte, wohl begreiflich erscheinen lassen.

Zu den auffälligsten Erscheinungen gehört es, dass das flache Erosionsthal, das den Westrand des Harzes von Seesen über Osterode bis nach Herzberg begleitet und dabei die Zechsteinablagerungen in eine östliche und eine westliche Partie theilt, auch einen wesentlichen Unterschied in der Zusammensetzung des Zechsteins bedingt.

Auf der östlichen Hälfte, also am unmittelbaren Harzrande, fehlt der Gyps des Mittleren Zechsteins, dessen steil aufragende Ränder bei ihrer beträchtlichen Höhe auf der anderen Seite des Thales einen so charakteristischen landschaftlichen Zug in der Umsäumung des West- und Südharzes hervorbringen. Wohl treten zu beiden Seiten massig und zellig ausgebildete Dolomite auf, aber östlich der Thalsenke als Hangendes der Kalke des Unteren Zechsteins, westlich als Hangendes der genannten Gypse. Aber es zeigt sich, dass die Dolomite längs des Harzrandes in der östlichen Partie vollständig zerbrochen sind und die Beschaffenheit einer echten Breccie angenommen haben. Ferner liegt sie nicht mit ebenen Flächen den plattigen Kalken des Unteren Zechsteins auf, sondern in unregelmässiger Form; vielfach schieben sich fussgrosse Höhlungen, die zweifellos der Auslaugung ihre Entstehung verdanken, zwischen beide Gesteine ein oder es stellt sich eine sandig-dolomitische, auch wohl thonig-schmierige Ablagerung von ein paar Centimeter Dicke als Zwischenlagerung ein. Alles weist darauf hin, dass auch am unmittelbaren Westrand des Harzes der Gyps gerade so gut, wenn auch vielleicht in geringerer Mächtigkeit, entwickelt war, wie er sich jetzt noch im Westen des vorgenannten Erosionsthales zeigt, dass er aber der Auslaugung zum Opfer gefallen und die hangende Dolomitdecke eingestürzt ist, aus welch' letzterer sich alsdann eine dolomitische Breccie herausgebildet hat, während die dolomitischen Sande und Thone als Lösungsrückstände, als Aequivalente der Mansfeldischen Aschen zu gelten haben[1]). Einen besonderen geologischen Werth erlangt die geschilderte geologische Verschiedenheit in dem Aufbau der

[1]) Vergl. hierzu den Aufsatz von O. Speyer, Die Zechsteinformation des westlichen Harzrandes, in diesem Jahrbuch für 1881.

Zechsteinablagerungen und die durch zahlreiche Aufschlüsse zu controlirende Deutung dadurch, dass sie ein Analogon abgiebt zu dem Fehlen des Steinsalzes im Oberen Zechstein des Eichsfeldes. Auch hier ist, wie in der Nachbarschaft, ursprünglich Steinsalz vorhanden gewesen, das aber ausgelaugt wurde und an dessen Stelle eine Breccie des nachbrechenden Unteren Buntsandsteins getreten ist.

Ein zweiter Unterschied, den die den Harzrand begleitende Thalfurche hervorbringt, betrifft das Auftreten des Gypses im Oberen Zechstein. Während im östlichen Theil der Gyps sich nur in Klumpen und Linsen in den oberen Zechsteinletten eingelagert findet, ragt er im westlichen Theil, z. B. westlich von Osterode in Kuppen und in zusammenhängenden Zügen aus denselben hervor. Hier ist aber der Unterschied so zu erklären, dass von vornherein die Mächtigkeit der oberen Zechsteinbildungen mit der Entfernung vom Harzrande zunimmt.

Ein letzter Unterschied bezieht sich auf den äusseren Habitus der Stinkkalke des Mittleren Zechsteins, worauf in dem angezogenen Aufsatz von Speyer schon hingewiesen wird. Diese Stinkkalke sind längs des Harzrandes in Form sehr dünnplattiger Stinkschiefer entwickelt, während sie westlich des genannten Thals kaum je als Schiefer, sondern durchgängig als dickplattige Kalksteine, ja geradezu als Werksteinbänke ausgebildet sind.

Th. Ebert: Bericht über die Aufnahmen auf den Blättern Osterwieck und Vienenburg.

Auf Blatt Osterwieck treten im südlichen Theil des Gr. Fallsteins an der N.-Grenze zwei hercynisch streichende, von Keuper umsäumten Muschelkalksättel aus der Kreidelandschaft hervor. Die Abgrenzung des Unteren Keupers am Gr. Fallstein hat ergeben, dass dieser die sattelförmige Erhebung des Berges in ungestörter Lagerung mitgemacht hat und fast die ganze Fläche zwischen den Schichten der Muschelkalk- und Kreideformation einnimmt, während der Mittlere Keuper meist von Schichten der letzteren bedeckt wird. Nur im NW. des Blattes sind zwei kleinere Flächen desselben, am Tannenberg und am Kl. Fallstein vorhanden;

letztere gehört zu einer grösseren, auf dem anstossenden Blatt Veltheim sich verbreitenden Partie. Auf dem Ostabhang des Fallsteins lagert Unterer Keuper, nach der Niederung des Auebaches hin Schotterlehm, welcher vielleicht Mittleren Keuper bedeckt. Oestlich vom Auebach zieht sich die Trias in einem Bogen südöstlich zu der Erhebung des Huyberges hinauf. Auf Blatt Osterwieck ist noch die westliche Abhangfläche desselben und ein Theil der südlichen untersucht. Hier sind die Lagerungsverhältnisse andere als am Fallstein. Der Mittlere Keuper nimmt nämlich den grössten Theil der Abdachung der Höhe ein. Im höheren Niveau sind die Nodosenschichten vorhanden. Der Untere Keuper liegt nur in einer schmalen Fläche am Westabhang und stösst nach S. an einer Verwerfung ab, welche dasselbe nordwestliche Streichen hat wie die aufgebrochenen Sättel im Oberen Muschelkalk auf dem Gr. Fallstein. Wegen des Auftretens von Mittlerem Keuper östlich der Aue im Niveau des auf der W.-Seite sich verbreitenden Unteren Keupers wird also durch die Thalsohle des Auebaches bei Deersheim ein Verwurf in SSW.—NNO.-Richtung verlaufen. Südlich von Deersheim ist derselbe dadurch im Auethal festgestellt, dass westlich desselben an der Unteren Abdachung des Gr. Fallsteins die Schichten der Kreideformation bis zum Turon ein durchschnittliches Einfallen von 62^0 nach SW. haben und deshalb auf der Karte nur eine schmale Fläche einnehmen, während östlich vom Auethal die Fläche dieser Kreideschichten doppelt so breit ist in Folge eines schwächeren Einfallwinkels. Verlängert man übrigens diesen Verwurf in südlicher Richtung, so verläuft er im Ilsethal nach dem Harze hin. Dass er auch dort vorhanden ist, zeigt die bei Berssel befindliche Biegung des Ilsethales aus dieser Richtung nach NW. über Osterwieck.

Im SW.-Theil des Blattes wurde durch die Abgrenzung des Ilsenburgmergels gegen den Schotterlehm eine Abweichung in der Ablagerung der im Allgemeinen immer erst an dem schmalen Vorplateau vorkommenden diluvialen Schichten insofern nachgewiesen, als unterhalb des Schauenschen und Wasserlebener Holzes nahe der Grenze zwischen beiden Waldgebieten der Schotterlehm in breiter Fläche sich südlich bis zum Sassberg und westlich bis zur

Chaussee von Schauen nach Stapelburg auf das Plateau hinaufzieht. Die westliche Grenze macht südlich von der Försterei im Schauenschen Walde einen Bogen nach S.

Im südöstlichen Gebiet ergab die Aufnahme, dass bei Langeln und in seiner Umgebung der Ilsenburgmergel eine grössere Fläche einnimmt. Am Fuss der Hügelabhänge lagert hier meist humoser Lösslehm.

Auf Blatt Vienenburg finden sich ältere geologische Schichten in dem Horst des Harlyberges, nämlich Buntsandstein und der Wellenkalk. Der Harlyberg, im nordwestlichen Theil des Blattes gelegen, ist durch eine Aufsattelung entstanden, welche einen Längsaxenbruch veranlasste, wodurch ein Verwurf der südlichen Hälfte des Sattels erfolgte. Demgemäss haben die Schichten ein nordnordöstliches Einfallen mit 45^0. Bei dieser mit Verwurf verbundenen Aufsattelung sind im östlichen, ca. $^1/_2$ Kilometer im Längsstreichen langen Abschlusstheil im Einzelnen noch stärkere Störungen der Lagerungsverhältnisse erfolgt. In einem Aufschluss an dem am Ostabhang liegenden Eisenbahndamm konnte ich feststellen, dass hier von den über dem Wellenkalk lagernden Kreideschichten der Cuvieripläner und das Untersenon ein fast senkrechtes Einfallen nach SW. hatten, oben die Schichten gebogen. An einem Weg, welcher am Ostabhang im Walde von dem Aufschluss nach S. verläuft, lagert zunächst noch der Labiatuspläner mit dem gleichen Einfallen. An seiner Grenze gegen den Rhotomagensispläner ist im Hügelzug eine thalförmige Einbuchtung zu bemerken, deren nördliche, aus Labiatuspläner gebildete Seitenfläche noch ziemlich steil abfällt, auch Rutschungen zeigt, während die südliche weniger steil abfällt und wellig geböscht ist. In der engen Thalsohle geht wahrscheinlich eine Bruchlinie in nordwestlicher Richtung hindurch, da die Schichten des Cenomans, des Wellenkalkes und des Buntsandsteins nach NO. und etwas weniger steil einfallen. Dieser östliche Theil des Harlyberges wird im W. durch zwei Thälchen begrenzt, von denen das tiefere und längere am südlichen Abhang des Berges, ein flacheres am nördlichen sich befindet. Beide haben in ihrem Verlauf meist ein Streichen wie der Ostabhang. In dem westlichen Gebiet dieser Thaleinbuchtungen ist das Einfallen ein

schwächeres und konnte im nahe liegenden Steinbruch im Mittleren Buntsandstein mit 45° festgestellt werden. Betrachtet man diese Lagerungsverhältnisse, so weisen dieselben auf zwei SSW.—NNO. verlaufende Bruchlinien, von denen die eine an der westlichen Seite, die andere an der östlichen dieses Hügelgebietes verläuft.

In Folge dieser Lagerung der Schichten tritt auf dem südlichen Abhang des Harlyberges der Untere Buntsandstein nur am östlichen untersten Theil desselben zu Tage. Den grössten Theil desselben nimmt der Mittlere Buntsandstein ein, den Kamm des Berges und den oberen Theil des nördlichen Gehänges der Wellenkalk, während der Obere Buntsandstein (Röth) meist in schmalem Zuge am oberen steilen Gehänge lagert und Gypshügel bildet. Am nördlichen Abfalle des Harlyberges folgen auf den Wellenkalk die Cenoman-, Turon- und Untersenonschichten. Die beiden ersteren Formationsglieder lagern am ganzen Abhang an der Oberfläche, die Schichten des Untersenons nur in der östlichen Hälfte, da sie ausserdem von Schotterlehm bedeckt sind.

Dass die Schichten der Kreideformation in dem südlich vom Harlyberg gelegenen, von der Oker im O. begrenzten Gebiete erst am Langenberge bei Harzburg an die Oberfläche kommen, hier mit steilem Einfallen nach dem Harz hin, hängt mit dem Absinken des südlichen Theiles des Sattels zusammen. Durch Bohrungen auf Steinsalz ist erwiesen, dass die abgesunkenen Buntsandstein-Schichten nicht sehr tief unter der Erdoberfläche liegen.

Der Ilsenburgmergel, dessen Vorkommen am Langenberg und Harlyberg schon besprochen wurde, ist durch die Aufnahme nur noch in der östlichen Hälfte des Blattes nachgewiesen. Derselbe nimmt im südöstlichen Gebiete eine grosse, ausgedehnte, im Allgemeinen dreieckförmige Fläche ein. Vom Dorfe Lochtum, welches in der Luftlinie 3,5 Kilometer von der S.-Grenze der Karte liegt, verläuft die W.-Grenze dieser Fläche in dreimal wechselnder Richtung von N. nach S. bis zum Kartenrand. Hier hat der Ilsenburgmergel bis zum Eckerbach eine Ausdehnung von 4,5 Kilometer. Die O.-Grenze, welche meist eine nordwestliche Richtung hat, verläuft bis Abbenrode an dem Eckerbach. Bei Lochtum macht sie einen Bogen nach N., dessen Durchmesser nur einen Kilometer

beträgt. — Von Suderode (in der Mitte des nordöstlichen Gebietes gelegen) zieht sich der Ilsenburgmergel in schmaler Breite am Stimmeckenbach bis zum Sassberg am östlichen Kartenrand (2 Kilometer vom südlichen Kartenrand). Südlich von Suderode gabelt sich von dieser Fläche eine nur wenig über den Eisenbahndamm der Halleschen Bahn reichende und verläuft in derselben Richtung. Schliesslich befindet sich bei Lüttgenrode am östlichen Kartenrand (3 Kilometer vom N.-Rand) eine kleine Fläche, welche sich auf Blatt Osterwieck fortsetzt.

Von den Diluvialschichten nimmt der Schotterlehm den grössten Theil des Blattes ein. Humoser Lösslehm lagert von Wiedelah (in der Mitte der Karte gelegen) östlich vom Eckergraben bis zur N.-Grenze des Blattes, auch auf einer höheren Thalterrasse zwischen der Oker und dem Eckergraben. Ebenfalls im nördlichen Kartengebiet, nämlich im östlich gelegenen, nimmt er noch eine grössere Fläche ein in der Umgebung von Rimbeck am Ilsethal bis Suderode.

In der Okerniederung, sowohl im südwestlichen Laufe derselben, als auch im nördlichen liegen mächtige altalluviale Terrassen von Schotter.

A. von Koenen: Ueber die wissenschaftlichen Ergebnisse der geologischen Aufnahmen im Jahre 1898.

Im Jahre 1898 wurde unter Anderen die sogenannte Hilsmulde mit ihrer weiteren Umgebung und die Gronauer Kreidemulde (früher beschrieben von Förster, Inauguraldissertation, Göttingen 1876) oder »die Sieben-Berge« bei Alfeld aufgenommen und ergaben einige tektonisch interessante Resultate. In beiden Kreidemulden treten nur verhältnissmässig unbedeutende Störungen auf gegenüber den gewaltigen Dislocationen, welche in den umgebenden älteren Schichten von Dubbers, Wermbter und mir selbst früher schon beobachtet und zum Theil beschrieben wurden.

Es möge aber erwähnt werden, dass Herr Kloos 1896[1]) behauptete, das Leinethal zwischen Freden und Banteln liege nicht

[1]) Festschrift d. herzogl.-technischen Hochschule für die 69. Versammlung deutscher Naturforscher u. Aerzte in Braunschweig S. 255.

in einer Sattelspalte, wie wir angenommen hatten, sondern auf einer Ueberschiebung, und auf meine Erwiderung[1]) an seiner Ansicht festhielt; in einem im Herbst 1898 in industriellen Blättern veröffentlichten Berichte des Herrn KLOOS und des Vorstandes der Kali-Gewerkschaft Hohenzollern bei Freden über das Ergebniss ihres Schachtes ist aber endgültig von Sattelspalte und den Flügeln derselben die Rede, und ein zugleich von Herrn KLOOS entworfenes Profil zeigt wenigstens einen Sattel, wenn es auch sonst keineswegs zutrifft und namentlich die vielfach zerrissenen, getrennten Schollen von Buntsandstein als zusammenhängend darstellt.

In beiden Kreidemulden bildet der ausschliesslich dem Unteren Gault angehörige, gegen 60 Meter mächtige Hilssandstein je nach seiner relativen Höhenlage mehr oder minder hohe Bergrücken, am Südende der Gronauer Kreidemulde und fast um die ganze Hilsmulde sogar recht scharfe Kämme, und nur stellenweise treten in letzterer die an 100 Meter mächtigen Flammenmergel, welche durch wenige Meter Thon mit *Belemnites minimus* vom Hilssandstein getrennt werden, noch höher und schärfer hervor, doch immer mit einem mehr oder minder deutlichen Absatz. Der Pläner des Cenoman (gegen 40 Meter) und Turon ist in der Hilsmulde nur in zwei grösseren Schollen (ersterer noch in einem Fetzen) vorhanden, zeigen aber ebenfalls deutliche Absätze auf den unteren mürben Mergeln des Cenoman und dem mürben rothen und grauen Pläner des Unteren Turon, ganz wie an den Sieben-Bergen, deren Steilhang und Hauptmasse aus Turon besteht.

Mindestens der nördliche Theil der Siebenberge enthält aber eine ehemalige Abrasionsfläche, auf welcher dann ein Absatz, eine Stufe, zwischen Cenoman und Turon nicht vorhanden ist. Die harten, weissen Kalke des oberen Cenoman bilden sonst überall einen mässig hohen Steilhang, welcher den hohen Steilhang des wohl 100 Meter mächtigen Turon-Pläners umsäumt. Zahlreiche Querthäler durchbrechen nun diese verschiedenen, dem Schichten-

[1]) Neues Jahrbuch für 1898, I, S. 68. Siehe auch II, S. 155.

streichen folgenden Bergrücken, doch ist an verschiedenen Stellen, so z. B. östlich von Alfeld, in hohem Grade auffällig, dass in dem Cenoman-Rücken solche Querthäler wesentlich häufiger und also näher an einander auftreten, als in denen des Flammenmergels und des Turons. Zugleich lässt sich mehrfach erkennen, dass, wie schon WERMBTER hervorhob, auf den beiden Seiten eines Querthales die Schichten ein verschiedenes Einfallen besitzen, oder die Rücken gegen einander verschoben erscheinen, so dass die Querthäler durch Querbrüche bedingt sind. Diese sind somit in dem weniger mächtigen Cenoman am zahlreichsten und setzen zum Theil weder in den Flammenmergel, noch in das Turon fort, müssen also ihre Ausgleichung durch Bewegungen in den mürben Schichten in seinem Hangenden und Liegenden gefunden haben.

Besonders auf der Nordostseite der Gronauer Kreidemulde zeigen ferner zahlreiche Steinbrüche, welche fast immer im harten Pläner des oberen Cenoman betrieben werden, dass auf den Rücken zwischen je zwei Querthälern die Schichten auch in ihrem allgemeinen Streichen immer ein Gewölbe bilden und nach den Querthälern zu verhältnissmässig stark einfallen, so dass diese ziemlich engen Synklinal-Falten entsprechen. Es fallen aber alle Schichten auf der Nordostseite wesentlich flacher ein als auf der Südwestseite, während sie im südöstlichsten Theile der Kreidemulde zum Theil fast horizontal liegen. Die Querthäler und die mit ihnen verbundenen Quer-Verwerfungen oder Fältelungen reichen aber oft genug nur wenig in das Turon hinein und sind auf der Hochfläche desselben, wo die Schichten annähernd horizontal liegen, gar nicht mehr bemerkbar. Mit dieser verschiedenen Aufrichtung der Schichten mag die erwähnte Verschiedenheit in ihrer Lagerung oder besser unregelmässigen Lagerung zusammenhängen, indem bei der Aufrichtung oder Muldenbiegung der Schichten die weniger mächtigen Schichtenfolgen festerer Gesteine stärker verschoben oder gefältelt wurden, als die mächtigeren.

Das Neocom ist unter dem Hilssandstein nur durch Thone vertreten, welche wohl 20—30 Meter Mächtigkeit erlangen mögen und verschiedenen Horizonten des Neocom angehören, aber nur

an wenigen Stellen in geringer Ausdehnung aufgeschlossen sind oder doch waren. Jedenfalls ist aber auch das Untere Neocom an vier Stellen zwischen Alfeld und dem Südende der Kreidemulde durch bezeichnende Fossilien nachgewiesen. Es liegt aber in der Regel auf Amaltheenthon oder Posidonienschiefer, im Norden wohl auch auf noch etwas jüngeren Jurabildungen, aber in der Ziegeleithongrube an der Glashütte Westerberg, östlich von Freden, auf dem Amaltheenthon ohne recht scharfe Grenze, namentlich ohne dass irgend welche Gerölle eine Grenze andeuten.

Der Lias hat ferner auf der Südostseite der Kreidemulde eine so geringe Ausdehnung, dass unmöglich seine unteren Zonen vollständig vorhanden sein können; ebenso fehlt dort fast überall der Rhätkeuper, der Kohlenkeuper, ein Theil des Gypskeupers und auch des Oberen Muschelkalkes. In der Ziegeleithongrube bei Everode N. Freden lagen aber kleine Schollen von Lias mit *Amm. Planorbis* und von Rhätkeuper unmittelbar auf den rothen Mergeln des Gypskeupers nicht concordant, sondern entweder hinaufgeschoben, oder etwa hängen geblieben bei dem Herabsinken der übrigen Liasschichten. Dieses letztere ist aber jedenfalls wahrscheinlicher, da alle übrigen Schichten des Keupers und des Lias in das Liegende verworfen, gleichsam abgesunken sind. Die Hauptmasse des Muschelkalkes und des darunter folgenden Buntsandsteins liegt zwar steiler geneigt, aber sonst weniger gestört, namentlich durch Querbrüche. Diese Dislocationen würden dann mit der Entstehung des Sattels Kreiensen oder Freden-Banteln in Zusammenhang zu bringen sein, in dessen Spalte ein Specialsattel von Trias liegt, abgesehen von den eingesunkenen Schollen von Tertiärgebirge und Unterer Kreide. Aus diesem Grunde habe ich schon früher (Nachrichten der Königl. Ges. d. Wissensch. Göttingen 1895, 2, S. 2) die Vermuthung ausgesprochen, dass die Gronauer Kreidemulde auf einer Ueberschiebungsfläche über dem Lias liegen dürfte. Ob aber unter der Mulde auch alle höheren Schichten des Mittleren und Oberen Jura vorhanden sind, wird wohl erst festgestellt werden, wenn etwa ein Kali-Bohrloch bei Sack bis zu genügender Tiefe hergestellt wird. Anderenfalls ist schwer eine Erklärung für die schon von Wermbter hervorgehobene Erschei-

nung zu finden, dass unter der Gronauer Kreidemulde gerade die mächtigen, festen Kalke des Oberen Jura fehlen, welche nur wenige Kilometer südwestlich am Selter so hohe Klippen und Steilhänge bedingen. Im Uebrigen sind die Begleiterscheinungen bei der Auffaltung des Freden-Alfeld-Bantelner Sattels so mannichfaltige und wechselnde, dass es sehr gewagt erscheint, auf Grund der immerhin spärlichen Aufschlüsse weitgehende Folgerungen auszusprechen bezüglich der Lagerung von Schichten im tieferen Untergrunde.

In der Hilsmulde bedingen nun zwar geringfügige Störungen die Einsattlungen des Hils-Kammes östlich und nordöstlich von Holzen, sowie westlich und südlich von Delligsen, aber der Flammenmergel, der Cenoman- und Turon-Pläner im Inneren der Mulde liegen ziemlich ungestört, abgesehen von Rutschungen des Flammenmergels in einzelnen Districten. Dagegen bietet die Umgebung der Hilsmulde ganz andere Verhältnisse als die Gronauer Kreidemulde. Auf ihrer Nordostseite im Süden folgen stellenweise vom Selter an alle Schichten des Oberen Jura, die Schichten des *Amm. gigas*, die Plattenkalke, Münder-Mergel, Serpulit, Purbeckkalk und auch der Wälderthon scheinbar ganz regelmässig über einander bis zu den Neocom-Thonen und dem Hilssandstein. An anderen Stellen, namentlich nordwestlich von Delligsen, werden mehrfach einzelne Schichtenfolgen durch streichende oder spiesseckige Verwerfungen abgeschnitten, während andere eine unverhältnissmässig grosse Breite erlangen.

Am Südostende der Hilsmulde setzt aber, wie ich schon früher gelegentlich ausgeführt habe, die Haupt-Verwerfung, welche die Jurabildungen des Selter bei Naënsen abschneidet, nicht durch den Hilskamm, wie BRAUNS meinte, sondern läuft an dessen Südsüdwest- und später Südwest-Rand entlang und bedingt wohl mit die zahlreichen, dort auftretenden Absenkungen von Hilssandstein-Schollen sowie die Erdfall- oder Graben-artigen Einsenkungen der Oberfläche unterhalb des eigentlichen Kammes. In diesem Gebiet nimmt aber die Verwerfung mehr den Charakter einer Ueberschiebung an und verliert allmählich ihre Sprunghöhe, vielleicht mit unter dem Einfluss einer Reihe von geringfügigen Süd-Nordbrüchen, welche schon von M. SCHMIDT (Inauguraldissertation,

Göttingen 1894) etwas weiter südlich bei Bartshausen und Avendshausen in der Trias nachgewiesen wurden, aber in den Thonen des Lias und Braunen Jura nicht wohl verfolgt werden können, zumal da diese meist von mächtigem Hilssandstein-Schutt bedeckt sind. Jedenfalls ist bei Wenzen der Obere Muschelkalk viel weiter vom Hilskamme entfernt aber auch flacher gelagert, als bei Eimen und Vorwohle.

Nun hat zwar BRAUNS in seinen »Beiträgen zur Stratigraphie und Paläontologie der Hilsmulde« erkannt, dass nördlich von Eimen sowie von Wenzen Schichten des Braunen Jura gerutscht in einem Niveau liegen, in welchem im Fortstreichen Lias liegt, hat dies aber auf seiner Karte in einer Weise dargestellt, die ein sehr wunderliches Bild giebt und sicher nicht zutrifft; es sind vielmehr grössere Schollen von Thonen des Lias und Braunen Jura, von der Bahnlinie bis in das Dorf Wenzen, sowie bei Eimen und Mainzholzen in den Bahn-Einschnitten vorhanden, welche vom Gehänge des Hils hierher gerutscht sind. Finden sich doch dieselben Schichten mit *Amm. Württenbergicus* etc. in den Wasserrissen in weit höherem Niveau noch anstehend. Leider sind die Eisenbahneinschnitte, welche so reiche Ausbeute an Fossilien geliefert haben, jetzt fast ganz überwachsen.

Ob an dem südsüdwestlichen Hange unter dem Hilssandstein Thone des Neocom anstehen, konnte nicht festgestellt werden, da Aufschlüsse ganz fehlen, und Fossilien nicht gefunden wurden, doch möchte ich es annehmen, da unter ähnlichen Verhältnissen rings um die Gronauer Kreidemulde Neocom-Thone unter dem Hilssandstein liegen, und da sie weiter nach Nordwesten sicher nachgewiesen sind. Die höchsten, darunter folgenden Schichten dürften die Thone mit *Ostrea Knorri* oder *Amm. Württenbergicus* sein, unter welchen dann der übrige Braune Jura und der Lias anscheinend regelmässig lagern; durch einen langen, anscheinend zwischen zwei Verwerfungen liegenden Streifen von Gypskeuper wird aber dann der Lias vom Oberen Muschelkalk getrennt.

Etwa vom Bohlwege nördlich Vorwohle an kommen nun unter dem Hilsthon nach einander, als Anfang des »Ith«, immer höhere

Schichten des Jura, also der Ornatenthon, Korallenoolith, Kimmeridge, die *Amm. gigas*-Schichten, Eimbeckhäuser Plattenkalke, Münder-Mergel, Purbeck-Schichten und Wälderthon hervor, ähnlich, wie dies von ROEMER auf seiner geologischen Karte Blatt Hildesheim dargestellt wurde, so dass die Sprunghöhe der Störung immer geringer wird, und diese selbst an der nordwestlichen Umbiegung des Hilskammes sich fast auf Null reducirt. Im Fortstreichen bei Fölziehausen und Capellenhagen sind annähernd streichende Verwerfungen wieder zu erkennen, aber ein Zusammenhang mit der oben besprochenen Störung konnte in dem dicht bewaldeten Gebiet noch nicht nachgewiesen werden. Die Ueberschiebung bleibt jedenfalls auf dem Hilssandstein beschränkt.

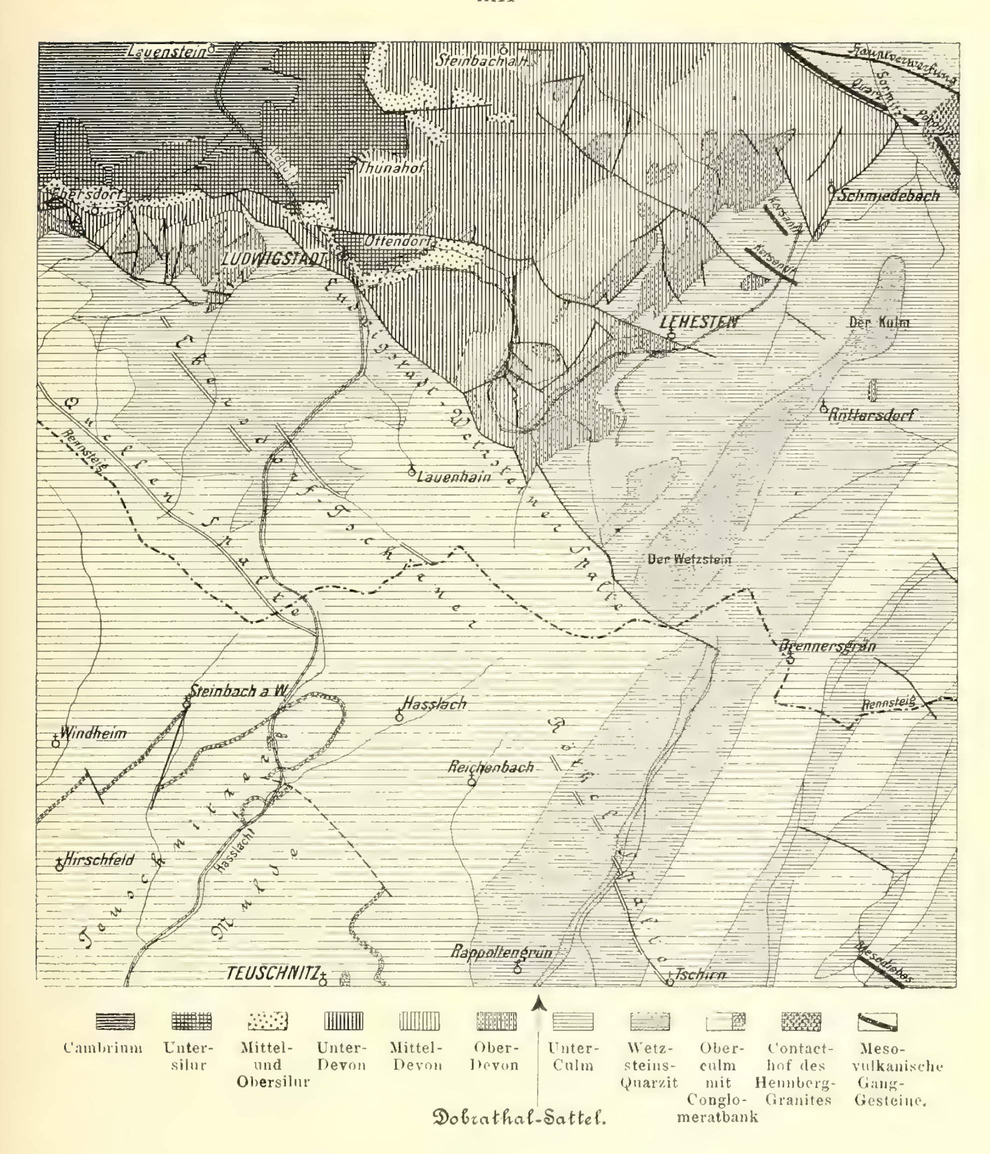
Nördlich von der Hilsmulde wird dann der Thon des Neocom wesentlich breiter, und der Wälderthon nimmt in der Weenzer Forst eine Fläche von ca. 4 Kilometer Breite ein; beide werden aber auf der Nordwestseite der Hilsmulde bis Delligsen allmählich wieder schmaler, so dass dort ihre Breite zusammen nur noch etwa 700 Meter beträgt.

Vielleicht geben die Aufnahmen in den angrenzenden Gebieten noch weiteren Anhalt zur Beurtheilung dieser immerhin ungewöhnlichen Lagerungsverhältnisse.

E. ZIMMERMANN: Schichtenfolge und Gebirgsbau auf dem Blatte Lehesten. (Bericht über die 1898 vollendeten Aufnahmen dieses Blattes.) Mit einer Kartenskizze i. M. 1 : 100000.

Am Aufbau des Blattgebietes betheiligen sich alle Formationen des Thüringischen Schiefergebirges vom obersten Cambrium bis zum oberen Culm, jedoch in verschiedenem Maasse der oberflächlichen Ausdehnung, so zwar, dass Culmschichten fast sieben Achtel der Blattfläche bedecken und Cambrium bis Oberdevon nur entlang einem Theile des Nordrandes einen 2 bis 4 Kilometer breiten Streifen bilden, wie es die beigegebene, schematisch vereinfachte Kartenskizze zeigt, an die im Norden noch ein schmaler Streifen des Blattes Probstzella angefügt ist [1]).

[1]) Ein Profilbild, von Ludwigstadt nach Brennersgrün verlaufend, habe ich einem unter dem Titel »Die geologische Kartirung der Gegend von Lehesten« (Lehesten, Neumeister, 1897. 8⁰. 37 S.) gedruckten populären Vortrage beigegeben.



A. Die Schichtenfolge und -Beschaffenheit.

Als älteste Schichten treten die gebänderten Phycodenschiefer mit dem bezeichnenden Fossil auf, den Südrand der von GÜMBEL so genannten Lauensteiner Cambriuminsel bildend. —

Darüber folgt gewöhnlich ein Quarzit von einer mir in Ostthüringen sonst nicht bekannten Beschaffenheit, nämlich ungebändert, oft sogar klotzig und mit Quarz reichlich durchtrümert, frei von Fossilien. Die Mächtigkeit mag 30 Meter wohl nicht übersteigen. Ob LIEBE in diesem Gestein einen Vertreter seines »unteren Quarzits des Untersilurs« erblickt oder es zum Cambrium gerechnet hätte, vermag ich nicht zu sagen; auf der Karte habe ich es, um des Anschlusses an die Darstellung auf Blatt Gräfenthal willen, als besondere Zone des Cambriums dargestellt.

Mit sehr grellem Gesteinswechsel, ohne Uebergänge oder Wechsellagerung, folgt der nach seiner gewöhnlichsten Ausbildung von GÜMBEL und LORETZ »Griffelschiefer« genannte *Asaphus*-Horizont des unteren Untersilurs. Es fehlt also, wie es entsprechend auch schon für die nächsten westlichen Nachbargebiete LORETZ hervorgehoben hat, der »untere Thuringithorizont«. Dagegen tritt der »obere Thuringithorizont« mehrfach deutlich, wenn auch nicht im Zusammenhang verfolgbar, auf; er hat hier eine sehr geringe Mächtigkeit (von wenigen Decimetern bis vielleicht 2 Meter); die auf ihn bei Neuhüttendorf vor ein paar Jahren neu gerichteten Schürfversuche haben deswegen und wohl auch wegen ungenügender Beschaffenheit des Erzes nicht zu einem Abbau geführt, wie er doch neuerdings auf denselben Erzhorizont bei dem auf dem Nachbarblatt Gräfenthal gelegenen Schmiedefeld in so grossem Maassstabe betrieben wird.

Der schon vom östlichen Nachbarblatt Lobenstein an ostwärts wohl allenthalten entwickelte »obere« oder »Hauptquarzit« des Untersilurs ist auf Blatt Lehesten nur an einer Stelle durch Spuren angedeutet.

Infolge dessen und zufolge der vorhandenen Gesteinsübergänge ist die Grenze zwischen den genannten Griffelschiefern und dem auch »Lederschiefer« benannten »oberen« oder »Hauptschiefer« des Untersilurs eine fliessende, meist schwer zu bestimmende; wo der obere Thuringit zu beobachten war, wurde er als Grenzhorizont benutzt. Die von LORETZ schon früher zwischen Gräfenthal und Saalfeld beobachteten bis faustgrossen Quarzitknollen in diesem oberen Schiefer fand ich nördlich von

Thünahof nicht selten wieder, doch ohne Versteinerungen. Vielleicht aber stammt doch aus einem solchen Knollen eine von mir neu, leider nur unter Wegeschotter, bei Neuhüttendorf aufgefundene, leider nicht näher bestimmbare *Cystidee*, ähnlich den Echinosphäriten, wie sie LORETZ aus solchen Knollen mehrfach beschrieben hat. Diese Knollen liegen ganz vereinzelt in normalem Schiefer; sind es nicht verkieselte Concretionen, sondern Gerölle (eine Frage, die ich noch nicht habe befriedigend mir beantworten können), dann verdient dieser Schiefer mit Recht den Namen »Geröllthonschiefer«, — einen Namen, den KALKOWSKY einem culmischen Gestein unseres Blattes meines Erachtens zu Unrecht gegeben hat (siehe nachher unter Culm!).

Vom Mittel- und Obersilur ist hier nur zu berichten, dass — für thüringische Verhältnisse — ersteres sehr gering mächtig, letzteres — und besonders der Ockerkalk darin — ansehnlich mächtig ist (messbar aufgeschlossen in einem Steinbruche bei Ludwigstadt sind allerdings nur 8 bis 9 Meter), und dass beide, noch nach Art ihres gewöhnlichen Auftretens im LORETZ'schen westthüringischen Aufnahmegebiete, aber abweichend vom östlichen Thüringen, zusammenhängende Bänder neben einander auf der Karte bilden, welche vielleicht nur zufolge schlechter Aufschlüsse (Ueberschotterung) oder durch Verwerfungen Unterbrechungen besitzen. Das Mittelsilur ist sehr arm an Kieselschiefern, darum auch nicht durch Steinbrüche aufgeschlossen. Die ziemlich spärlichen Graptolithen waren fast sämmtlich gerade Monograpten, mochten sie nun aus dem Alaunschiefer unter oder über dem Ockerkalk stammen. Als thüringische Seltenheit verdient Erwähnung, dass die hangenden Alaunschiefer bei Ottendorf an einer Stelle sehr zahlreiche, aber schlechte Orthoceren geliefert haben. —

Am Wege von Ebersdorf nach Katzewich ist in vorzüglichem Aufschluss zu beobachten, dass über dem schwarzen obersilurischen Alaunschiefer sogleich die unterdevonischen Kalkknotenschiefer folgen; am Wege von Ludwigstadt nach Thünahof ist dies Verhältniss beider Schichten nicht so sicher festzustellen, ebensowenig zur Zeit an einem Wege von Ottendorf auf den

Winterberg, wo gerade die Schichten zwischen Ocker- und Tentaculitenkalk nicht aufgeschlossen sind (GÜMBEL erwähnt allerdings vom Winterberg einen guten Aufschluss, doch ist dessen Lage nicht mehr genau festzustellen). Am Mühlberg bei Ottendorf endlich liegt Tentaculitenkalk zwischen zwei Diabasen in jedenfalls fast senkrechter Schichtenlage und ist durch diese Grünsteine umgewandelt worden.

Die höheren Schichten des Unterdevons sind die bekannten Thonschiefer, die zum Theil überreich, zum Theil auch wieder ganz arm an Tentaculiten sind und oft quarzitische Lagen von wenigen Millimetern Stärke eingeschaltet enthalten; je nach Lage der Schieferung ist das Gestein dann ein schieferblau und weissgebänderter Bordenschiefer, oder es trennen sich die Quarzitlagen ganz von den Schieferlagen und zeigen dann nicht selten auf den Schichtflächen jene oft beschriebenen Nereiten u. s. w. Als Besonderheit ist zu erwähnen, dass die Schiefer am Winter- und Schwarzenberg in einzelnen Lagen glitzernde Kryställchen von ? Ottrelith reichlichst enthalten, und dass das Unterdevon am Bahnhof Ludwigstadt dem oberen Untersilur ungewöhnlich ähnlich aussieht. — Im Unterdevon sind an verschiedenen Stellen, besonders am Winterberge, nicht bloss Schürfe auf Dachschiefer angelegt, sondern zum Theil schon bis zu grösseren Brüchen emporgewachsen, die aber doch zur Zeit sämmtlich eingegangen sind.

Als nächste Schicht lässt sich meist recht gut ein nicht blauer, sondern schwarzer, oft dünnblättriger, ungebändeter Schiefer aussondern, der auf Blatt Probstzella auf der Karte schon besonders ausgeschieden und hier auch schon zum Mitteldevon gestellt ist; er hat zuweilen dünne, unbedeutende Zwischenlager von Kieselschiefer, der so gut wie frei von Quarzadern ist. Ein guter Name für diese leicht kenntlichen und gut leitenden Schichten wäre sehr erwünscht. Den Namen Lehmschiefer, den GÜMBEL vermuthlich für diese Schichten vorgeschlagen hat, kann ich als einen passenden nicht bezeichnen. Auch diese Schiefer sind an mehreren Stellen als (schlechte) Dachschiefer gewonnen worden; doch ist kein Bruch mehr in Betrieb.

Das höhere Mitteldevon besteht aus mittelkörnigen Grauwacken, feinkörnigeren Grauwackensandsteinen und grauen bis bläulichen milden Thonschiefern, die alle in unregelmässiger, dünnschichtiger Wechsellagerung mit einander sich befinden, doch so, dass unten die Grauwacken und Sandsteine, oben die Thonschiefer vorherrschen. Diabasisch-tuffiges Material, das anderwärts in Ostthüringen einen wichtigen, wenn auch mehr mikroskopischen Bestandtheil aller Schichten dieses Horizonts auszumachen scheint und jedenfalls die Ursache der braunen Verwitterung (zu »Braunwacke« und »Braunschiefer« ist), ist nicht in bemerkbarer Menge vorhanden. An Versteinerungen sind Crinoidenglieder, ein paar kleine Einzelkorallen und unbestimmbare Pflanzenreste zu nennen, anderes ist nicht gefunden.

Die bläulichen, meist etwas heller gebänderten hangendsten Thonschiefer gehen in die schimmelgrünen, ebenfalls etwas gebänderten, Cypridinen-führenden Schiefer des untersten Oberdevons über, die den Büdesheimer Schiefern Westdeutschlands und des Harzes mindestens sehr nahe stehen, wenn nicht damit identisch sind. Im Rehbachstollen der Oertelsbrüche liessen sich schöne grüne, ebene Dachschieferplatten daraus spalten, doch hat man keinen grösseren Versuch gemacht.

Dem unteren Oberdevon sind auch noch violette Thonschiefer zuzurechnen, die das Hangende der grünen bilden, und ihrerseits im Hangenden oft sehr kalkreich werden, derart, dass der — ursprünglich wahrscheinlich in Knollen oder Knoten angehäufte — Kalk jetzt, zufolge der intensiven Schieferung, in Form dünner (1 bis 2 Millimeter), aber breiter (bis über 1 Decimeter) linsenförmiger Blätter von hellröthlicher Farbe zwischen dem dunkleren Schiefer auftritt. Auch auf diesen Schiefer ist ein Dachschieferschurf unternommen worden, aber nach kurzem Versuch wieder aufgegeben. An Versteinerungen haben sich nur kleine Crinoidenglieder, lagenweise gehäuft, gefunden. Dieser violette Schiefer fehlt westlich von Ludwigstadt ganz, ist aber von der Loquitz oberhalb Ottendorf ab nach O. soweit verbreitet, als das Oberdevon auf dem Blattgebiete zu Tage geht, fehlt dagegen

wieder auf den zunächst benachbarten Theilen des Nachbarblattes Lobenstein; ein ähnlicher Schiefer tritt erst in dessen entfernteren Theilen wieder auf und zwar wohl wieder verbunden mit grünem Schiefer, aber anscheinend im oberen Oberdevon.

Der mittlere Theil des Oberdevons von Blatt Lehesten wird von hellgrauen Knollenkalken gebildet, die Versteinerungen bisher nicht geliefert haben. Ihre Mächtigkeit mag — schätzungsweise — 10 bis 15 Meter betragen. Im Osttheil des Blattes sind sie etwas krystallinischer und schiefriger als im Westtheil, was wohl auf nachträgliche Vorgänge zurückzuführen ist.

Das obere Oberdevon wird von bläulichschwarzen, etwas schülfrigen Thonschiefern mit meist nur recht spärlichen, aber grossen (bis faustgrossen) Kalkknollen gebildet und von blauschwarzen, hell verwitternden quarzitischen Sandsteinen. Stellenweise scheint es, als ob der Quarzit die hangendste Schicht bilde, an anderen Stellen wird er aber noch von dem dunklen, Kalkknoten führenden Thonschiefer auch überlagert. In diesem Schiefer fand ich spärlichst *Posidonomya venusta*. —

Im Oberdevon finden sich mehrfach schalsteinartige bis fast rein massige Grünsteine eingelagert, deren genauere petrographische Bestimmung noch aussteht. Ihr unterster, übrigens weit verbreiteter Horizont ist in der oberen Partie der Büdesheimer Schiefer; ein anderer Horizont scheint in den allerobersten dunklen Schiefern zu liegen, ist aber nur südwestlich der Stadt Lehesten bei der Schiefermühle beobachtet; die Lagerungsverhältnisse dieses letzteren Schalsteins sind sehr unklar. — Echte, wenn auch nur fein- bis mittelstückige Diabasbreccien treten endlich noch inselartig aus Culmschichten hervor, dürften aber doch, da der Culm sonst frei von Diabaslagern ist, dem Oberdevon zuzurechnen sein. Ein paar dieser kleinen Inseln ragen nordöstlich bei Röttersdorf aus anscheinend nicht den untersten oder unteren, sondern aus etwas höheren Schichten des Unterculms empor. Mit der Diabasbreccieninsel an der Schmiedebacher Mühle ist auch ein sericitisch flaseriger, feinkrystallinischer, dünnschiefriger Kalk verbunden, den ich sonst nur noch von der Lindenmühle bei Wurzbach kenne, welchen GÜMBEL noch als untersilurisch be-

zeichnet hatte; die Mächtigkeit hiervon mag wohl nicht über 5 Meter betragen.

Ehe wir zum Culm übergehen, ist noch der sonstigen Diabase zu gedenken, die ja in der Hauptmasse vorculmisch sind. Es ist hier eine beachtenswerthe Erscheinung, dass im Westen — bis fast nach Ludwigstadt — solche Eruptivgesteine in allen Schichten ganz fehlen, von da ab aber nach Osten immer häufiger werden, und zwar nicht in einer, sondern ziemlich in allen Formationen vom Mittelsilur, ja stellenweise schon vom Cambrium an aufwärts. Abgesehen von einigen sehr dünnen Lagern im Unterdevon die feinkörnig und blasig sind, sind auf Bl. Lehesten alle klein- bis mittelkörnig; manche scheinen epidioritisirt zu sein. Hervorzuheben ist, dass ein durch Feldspathkrystalle porphyrischer Diabas eine charakteristische Zwischenlage im schwarzen Schiefer des unteren Mitteldevons, und ein recht normaler, gleichkörniger Diabas die hangende Grenze eben dieses Schiefers bildet. Ob diese körnigen Diabase ehemalige Oberflächenergüsse oder aber Intrusivlager sind, war nicht mit Sicherheit oder Wahrscheinlichkeit zu entscheiden.

Am »Bergle« nordöstlich von Schmiedebach tritt auch im Mitteldevon dichter bis blasiger Diabas auf und zwar theilweise strotzend von schönen Variolen, also ein echter Variolit.

Die Culmformation hatte, als ich an die Kartirung des Blattes ging, durch ihre hier ausserordentliche räumliche Ausdehnung in mir die Hoffnung erweckt, dass ich endlich durch Erkennung und kartographische Aussonderung einer Mehrzahl von einzelnen Horizonten eine genauere Gliederung würde durchführen können, als bisher auf den thüringischen Culmblättern möglich gewesen war; aus diesem Grunde habe ich auch den bayerischen Gebietsantheil des Blattes eingehender untersucht. Ich hatte dabei mein Vertrauen auf die so charakteristischen Gesteine einmal jenes Quarzites, der vom Wetzstein (dem höchsten Berge des Frankenwaldes) her bekannt war, anderseits des von Kalkowsky beschriebenen »Geröllthonschiefers« gesetzt. Leider ist meine Hoffnung nur theilweise erfüllt worden; der Werth der bisherigen, von »Willkür« und »geologischem Taktgefühl« bei Ent-

scheidung über das »Vorherrschen« von Schiefer einerseits, mittelkörniger Grauwacke anderseits bestimmten Gliederung in Unteren und in Oberen Culm aber ist mir recht zweifelhaft geworden. Neue Arten von Versteinerungen habe ich nicht gefunden, nicht einmal (von einer einzigen Oertlichkeit abgesehen[1]) den auf dem Nachbarblatt Probstzella ziemlich häufigen *Palaeophycus fimbriatus*, der dort ein bestimmtes Niveau (oder mindestens eine besondere Art Sandstein) inne zu halten schien, wiedergefunden; und die sonstigen, übrigens auch nur spärlichen Versteinerungen *Archaeocalamites scrobiculatus* und *Dictyodora Liebeana* haben sich wiederum als nicht für bestimmte Horizonte leitend, sondern als so gut wie allgemein verbreitet erwiesen.

Was die Erkennung der culmischen Schichtenfolge aus den Lagerungsverhältnissen betrifft, so begegnet diese auf dem Blatte Lehesten ganz besonderen Schwierigkeiten. Zunächst verlaufen nämlich die Hauptthäler, in denen die besten Aufschlüsse über Streichen und Fallen zu finden sind, vorzugsweise im Streichen der Schichten oder nur sehr spitzwinklig dazu, sodass es schwer hält, auf grössere Strecken gute Querprofile zu erhalten. Ferner ist die — im übrigen Ostthüringen bisher nur sehr selten beobachtete — Ueberkippung der Schichtfalten hier im Silur- und Devongebiet mehrfach nachzuweisen und in vielen culmischen Dachschieferbrüchen auf Querwänden häufig sehr schön in kleinem Maassstabe zu überschauen; man muss darum auch in den anderen Culmgebieten selbst bei fortwährend gleichgerichtetem Einfallen mit der Möglichkeit rechnen, dass das, was man für concordante Einlagerung halten möchte, eine sattel- oder muldenförmige Einfaltung oder gar ein ganzes System solcher Isoklinalfalten ist. Drittens ist — in denselben ebengenannten Gebieten — die gerade mit Schichtenüberkippung so häufig verbundene Ausbildung streichender oder mindestens sehr spiesseckiger Verwerfungen, die meist mit der Faltenüberkippung gleichsinnig einfallen, ebenfalls thatsächlich nachzuweisen oder gar direct zu beobachten, darum in den andern Gebieten ebenfalls zu vermuthen; ja sie sind

[1]) Nur dicht südlich bei Ludwigstadt fand ich zwei Exemplare.

dort, wie ich dank dem Vorhandensein der so eigenartigen Kalkowsky'schen Conglomeratschicht aus deren genau verfolgter Oberflächenverbreitung schliessen muss, thatsächlich bis ganz in die Südwestecke des Blattes hinein vorhanden, ohne dass diese Verwerfungen sich sonst noch durch irgend welche Oberflächenerscheinungen, Quellbildungen und dergl., bemerkbar machen. Es mag darum oft genug das scheinbare Auskeilen einer Schicht, bezw. das scheinbare Uebergehen einer Facies (Grauwacke) in eine andere (Schiefer), auf solche sonst nicht weiter nachweisbare streichende oder spiesseckige Verwerfungen zurückzuführen sein. Viertens sind auch mehrere Querspalten nachgewiesen, viele andere vielleicht aber auch sonst noch vorhanden; manche dieser Spalten zeigen aber das sehr schwer erklärliche Verhalten, dass sie auf eine gewisse Strecke mit deutlicher Schichtenverwerfung verbunden sind, im weiteren Verlaufe aber, z. Th. schon in ganz geringer Entfernung, von einer charakteristischen Schicht ganz glatt gequert werden. Endlich ist auch noch jene allgemein verbreitete, in unserm Falle aber recht bedeutend sich geltend machende Schwierigkeit zu nennen, die in denjenigen weiten Flächenräumen, wo man nur auf lose Steine im Feld- und Waldboden angewiesen ist, durch die verschiedene Verwitterungsfähigkeit mit einander wechselnder Bildungen (Schiefer und Grauwacke) erzeugt wird, die aber von Ort zu Ort wechselt, sodass bald die Schiefer, bald die Grauwacken in relativ erhöhtem Maasse aus den Lesesteinen verschwunden sind.

Unter dem Zusammentreffen all dieser Schwierigkeiten habe ich mir nun folgendes Bild über die Einzelschichtenfolge in unserm Culm, zunächst in der Osthälfte des Blattes, gebildet:

Im Anschluss an das oberste Devon zieht sich concordant mit diesem jene Reihe von Thonschieferschichten mit wohl einzelnen oder selbst häufigen Sandsteinlagen, aber ohne[1]) eigentliche Grauwackelagen hin, welche der Träger fast aller culmischen Dach-

[1]) Nur an ein paar ganz vereinzelten Stellen östlich von Lehesten haben sich einzelne, anscheinend einer und derselben Bank entstammende Brocken echter und zwar gleich ziemlich grober Grauwacken gefunden; diese Bank kann aber nur sehr gering mächtig sein und ist gewiss ganz vereinzelt.

schieferbrüche ist, durch die der Ort Lehesten fast weltberühmt geworden ist, insbesondere also der grossen Oertelschen und herrschaftlichen Brüche bei Lehesten und aller Brüche zwischen Ludwigstadt und Ebersdorf. Diese Schichtenreihe lässt sich wieder eintheilen in eine unterste, wenige Meter mächtige Zone schwarzer Schiefer (mit dunklem Strich): LIEBE's Russschiefer, in denen auch die nuss- bis apfelgrossen, kugelrunden bis ellipsoidischen Concretionen vorkommen, die LIEBE Geoden genannt hat; während GRAF VON SOLMS für die Geoden desselben Horizontes bei Saalfeld eine Zusammensetzung aus vorwiegend Kalkphosphat nachgewiesen hat, bestehen die Lehestener vorwiegend aus schwarzer kieselschieferartiger Masse (mit 20—24 pCt. SiO_2 und nur etwa 12 pCt. Kalkphosphat). Aus diesem Horizont stammt auch die *Sphenopteris Guilelmi imperatoris* WEISS, während *Cardiopteris, Archaeopteris* und *Odontopteris,* wie sie v. FRITSCH (Z. f. Nat. Bd. 70; Leipzig 1897) noch von dem Nachbarblatt Probstzella beschrieben hat, fehlen; nur *Lepidostrobus* cf. *Faudelii* ist in schön verkiesten Exemplaren, sowie grosse Calamiten in schlechter Erhaltung noch gefunden, und die Geoden sind oft reich an Radiolarien. Diese dunkeln Schiefer liefern z. Th. sehr dünne, aber nicht die besten, haltbarsten Dachschiefer. Alle diese Schiefer aus der Umgebung von Lehesten und Schmiedebach enthalten viel feinvertheilten, meist mikroskopischen, seltener makroskopischen Schwefelkies, und liefern, auf die Halde geworfen und dort der Oxydation ausgesetzt, reichliche Mengen von Eisen- und Thonerdesulfat; die aus diesen Brüchen und Halden abfliessenden Bäche wirken durch diese Stoffe schädlich auf die umgebende Wiesenvegetation ein und setzen auf ihrem Boden anfangs rostbraune Eisen-, später gemischte gelbe, endlich weisse Thonerdeniederschläge ab. Das Hinwegfliessen über kalkhaltiges Oberdevon scheint eine schnellere Befreiung des Bachwassers von dem Eisen zur Folge zu haben. Im Sormitzthale reichen die weissen Absätze bis fast nach Leutenberg abwärts, über 6 Kilometer vom letzten Schieferbruch entfernt; im Loquitzthale hören sie schon in Ludwigstadt, 5 Kilometer von ihrer Heimath in den Herrschaftsbrüchen, auf. Die Schiefer des Ludwigstadt-Ebersdorfer Gebietes selbst aber beeinflussen die abfliessenden Wässer nicht, Trogenbach

und Taugwitz sind also frei von Absätzen; ob die Schiefer keinen Schwefelkies oder einen nicht so leicht verwitternden enthalten, bedarf noch der Untersuchung.

Die »dunkeln« Schiefer gehen durch »halbdunkle« in den »blauen Stein«, die gesuchteste Waare, über. In diesem ist der Schwefelkies fast ganz in den bis fast 2 Meter grossen »Kieskälbern« oder »Säuen« concentrirt. Noch höher folgt der »Bordenschiefer«, bei dem die einzelnen Schichten gewisse, sich oft auch in der Farbe ausdrückende Unterschiede besitzen, die unter dem Einfluss der Schieferung eben die »Bordenbildung« bewirkt haben. Der Bordenschiefer der Herrschaftsbrüche besitzt Spaltflächen, die lebhaft an diejenige riesiger polysynthetischer Feldspathkrystalle erinnern. In den Bordenschiefern der Oertelsbrüche treten die ältesten *Dictyodora*-Reste auf. Die noch höheren Schichten, die nur noch Schürfe, aber keine andauernden Brüche auf Dachschiefer veranlasst haben, zeichnen sich durch nichts besonderes aus; sie haben meist schon deutlich sandige Zwischenlagen.

Man möchte vermuthen, dass die noch weiter von der ausstreichenden Devongrenze entfernten (z. Z. verlassenen) Schieferbrüche an der Westseite des Lehestener Kulms[1]) und im Birkigt bei Lehesten noch höheren Horizonten angehören; da sie aber wieder dunkel sind, ist nicht ausgeschlossen, dass hier Wiederauffaltungen der tiefsten Zone, der »Russschiefer«, vorliegen. Sind mir auch die kleinen »Geoden«, die das beweisen könnten, nicht bekannt geworden, so wird man doch in der angedeuteten Vermuthung dadurch bestärkt, dass nun auch wieder Quarzite sich einstellen, die denen des obersten Devons im Handstück zum Verwechseln gleichen. Es sind das die Quarzite, welche den Bergzug des Wetzsteins und des Kulms bilden und die ich darum als »Wetzsteinsquarzit« kurz bezeichnen möchte, wenn auch der Name den Gedanken an eine Benutzung aufkommen lässt, der das Gestein nicht unterliegt, vielleicht selbst ganz unfähig ist. (Es wird nur zu Wegeschutt und Pflastersteinen gewonnen). Für

[1]) Ich schreibe den deutschen Bergnamen Kulm immer mit K, den aus dem Englischen übernommenen Formationsnamen Culm stets mit C.

dieselbe Vermuthung, dass diese Quarzite dem Devon angehören können, und dann also eine Emporsattelung darstellen würden, spricht weiter auch der Umstand, dass jenseit einer wichtigen Querspalte, welche den Quarzitzug des Wetzsteins am Südwestfusse dieses Berges abschneidet, ein allerdings sehr viel schmälerer Zug eines gleichartigen Quarzites, ebenfalls vielfach mit »dunkeln« Schiefern verbunden, in der Tiefe des Dobragrundes weithin[1]) fortsetzt und die Mitte eines $1^1/_2$ bis zwei Kilometer breiten grauwackenfreien Schieferstreifens zwischen breiten Grauwackenzonen einnimmt, den ich als Unterculm kartirt habe und als »Dobrathalsattel« bezeichnen möchte; ja im »dunkeln« oder »Russschiefer« dieses Zuges am Heiligenholze bei Tschirn, habe ich sogar ein paar »Geoden« gefunden. Endlich[2]) spricht für das oberdevonische Alter des Wetzseinsquarzits auch noch der Umstand, dass derselbe im Westtheile von Blatt Lehesten ebenso wie auch sonst in Ostthüringen fehlt und darum eine Aufsattelung des weitverbreiteten Devonquarzits leichter anzunehmen ist als eine culmische Faciesbildung von so geringer Ausbreitung. — Wenn ich aber trotz alledem vorläufig doch bei letzterer Annahme und bei der ihr entsprechenden kartographischen Darstellung bleibe, so veranlasst mich dazu einerseits der Fund schlecht erhaltener, aus Oberdevonquarzit aber mir überhaupt noch nicht bekannter Pflanzenreste in einem Quarzitbruch an der Lehesten-Brennersgrüner Strasse, anderseits die ungewöhnlich grosse Mächtigkeit von ein paar hundert Metern, die der sonst nur etwa 10—15 Meter mächtige Oberdevonquarzit am Wetzstein[3]) haben würde, vor allem aber das nach den bisherigen Beobachtungen gänzliche Fehlen anderer charakteristischer Oberdevongesteine, z. B. der dunklen Kalkknotenschiefer. Dass mitten im Quarzitgebiete Streifen von Russschiefer zu Tage treten, lässt sich ebensogut unter der Annahme erklären, dass dies Einlage-

---

[1]) Von mir bis zur Blattgrenze bei Rappoltengrün verfolgt.

[2]) Auf den Umstand, dass im Gebiete dieses Quarzites recente Torfmoore nicht selten sind, während solche sonst im ganzen Thüringischen Culmgebiet zu den grössten Ausnahmen gehören, wahrscheinlich, weil die daraus entspringenden Wasser ungeeignet sind, wäre vielleicht auch noch hinzuweisen.

[3]) Alle Aufschlüsse des Wetzsteinsquarzites zeigen gleichsinniges Fallen nach NW.

rungen im culmischen Quarzit, wie dass es Einfaltungen von Culm im devonischen Quarzit sind. Bleiben wir also vorläufig dabei, dass der Wetzsteinsquarzit unterculmisch ist, so würde er vielleicht als eine compactere Quarzitanhäufung an Stelle des ähnlichen, aber sonst mit vielen Schiefern dünnschichtig wechsellagernden *Palaeophycus fimbriatus*-Gesteins zu deuten sein, welches, wie gesagt, auf dem Nachbarblatt Probstzella so verbreitet ist. Zu dieser besonderen Vermuthung hat mich die Ausbildung des Quarzits am Kulm bei Röttersdorf gebracht, welche von der am Wetzstein im Sinne einer Annäherung an das *Fimbriatus*-Gestein einigermaassen abweicht; ein Fund eines *P. fimbriatus* ist allerdings nicht zu verzeichnen. — So hat sich also die auf den Wetzsteinsquarzit in stratigraphischer Hinsicht gesetzte Hoffnung nicht sicher bewährt.

Geht man vom Wetzsteinsquarzit weiter nach Südost, also auf jeden Fall in's Hangende, so kommen wieder verschiedene zunächst grauwackenfreie Thonschiefer, zu denen u. a. auch die schwefelkiesfreien Bordenschiefer der Röttersdorfer Brüche im Rohrbach gehören. Die nach ihrer Haltbarkeit vorzüglichen Schiefer des Bruches Hoffnung bieten *Dictyodora* in derselben Erhaltung dar wie die Brüche des ostwärts benachbarten Wurzbach.

Noch weiter nach Südosten bis an die Blattgrenze folgt ein zwei- bis dreimaliger Wechsel von $^1/_4$ bis 1 Kilometer breiten nordostwärts streichenden Zonen von Grauwacken-Thonschiefer-Wechsellagerungen einerseits, und von reineren Thonschiefern andrerseits. Diesen Wechsel habe ich auf der Karte als einen solchen von Ober- und Unterculm dargestellt, also als ein System von Sätteln und Mulden; den in dem unsymmetrischen Auftreten gröberer Grauwacken (mit Bröckchen bis über Erbsengrösse) in einer dieser Zonen begründeten scheinbaren Widerspruch habe ich mir durch die Annahme einer streichenden Verwerfung zu lösen gesucht, die allerdings sonst nicht weiter zu belegen ist. Die genannte grobe Bank scheint leider nicht im Zusammenhang verfolgbar zu sein; auch konnte ich nicht feststellen, ob sie nur in Einzahl vorhanden ist oder ob mehrere ähnliche Bänke existiren. Andere Ausscheidungen oder stratigraphische Beobachtungen waren

in der bisher vorzugsweise zu Grunde gelegten Osthälfte des Blattes nicht zu machen.

Wenden wir uns der Westhälfte zu, so müssen wir zur Begründung dieser Trennung voranschicken, dass diese durch die schon S. LXXII erwähnte, grosse, schon früher von GÜMBEL (siehe Fichtelgebirge S. 548) erkannte Verwerfung natürlich gegeben ist, die in hercynischer Richtung streichend vom Eisenberg (nordwestlich von Ludwigstadt) aus, zwischen Lauenhain und den herrschaftlichen Schieferbrüchen hindurch, nach der Loquitzquelle zu verfolgen ist, den Südwestfuss des Wetzsteins abschneidet und dann ihre Deutlichkeit verliert; sie fällt also ungefähr mit der einen Blattdiagonale zusammen.

Südwestlich von dieser Spalte nimmt nun grauwackenfreier Unterculm nur im Norden einen verhältnissmässig schmalen Raum ein. In seinen untersten Schichten zeigt er keine Abweichung von dem Verhalten im Osttheile des Blattes, der Wetzsteinsquarzit aber fehlt, wie gesagt, und höhere Schichten (dem Röttersdorfer Dachschieferhorizont entsprechend) lassen sich darum nicht unterscheiden.

Als Grenze gegen das Oberculmgebiet liess sich dort, d. h. zwischen Lauenhain und Ebersdorf, nur eine sehr unregelmässige Linie ziemlich willkürlich feststellen, die aus Stücken verschiedener Art (durch Erosion beeinflusster Ausstrich gefalteter Schichtflächen, Quer- und streichende Verwerfungen, vielleicht selbst nur scheinbare, durch Verwitterung und Verschotterung beeinflusste Grenzen) zusammengesetzt ist. Eine Specialgliederung der grossen Oberculmfläche war gar nicht möglich, bis allein auf die Ausscheidung jenes eigenthümlichen, 18—20 Meter mächtigen Conglomerates, für welches KALKOWSKY[1]) den Namen Geröllthonschiefer einführen wollte.

Dieses Conglomerat ist in dem sonst so einförmigen Oberculm für den Geologen ein erfrischender, wieder Reiz verleihender Anhaltepunkt von hoher Wichtigkeit. KALKOWSKY hat in seiner

[1]) KALKOWSKY, Geröll-Thonschiefer glacialen Ursprungs im Culm des Frankenwaldes. Zeitsch. d. Deutsch. geol. Ges. 1893, 69—86.

ausführlichen Gesteinsbeschreibung vor allem die Frage nach der Gesteinsentstehung berücksichtigt und ist bei seiner eingehenden Erörterung der verschiedenen Möglichkeiten zu dem Schlusse gekommen, dass nur Eisschollen im Stande gewesen wären, Flussgerölle von den vorhandenen Grössen soweit von der Küste hinweg in das »Culmmeer« hinein zu transportiren, wie man anzunehmen genöthigt sei, und dass auch nur die Anhäufung der durch Abschmelzung aus diesen Schollen unregelmässig niederfallenden Frachtmassen eine solche Durcheinandermischung von sehr grossen und schweren Geröllen mit millionenfach kleineren Schlammpartikelchen, in allen Grössenzwischenstufen[1]), ergeben könne, wie sie thatsächlich zu beobachten sei. Diesen Ausführungen ist entgegenzuhalten, dass für den Culm, insbesondere für die Hauptmasse des thüringischen, eine marine Entstehung noch längst nicht bewiesen, ja, nicht einmal wahrscheinlich ist, da wir höchstens ein paar geringe Einlagerungen durch die Menge der darin enthaltenen Crinoidenglieder als marine anerkennen können, sonst aber unzweifelhafte Meeresversteinerungen unbekannt, von näher bestimmbaren Resten aber nur noch Landpflanzen vertreten sind. Der von Kalkowsky betonte Punkt, dass Meerwasser die Sedimentation beschleunige, dürfte also wahrscheinlich aus der Beachtung füglich herausfallen. Wenn ich nun auch nicht abgeneigt bin, entgegen Kalkowsky und wohl auch vielen anderen Geologen, unseren Culm im grossen Ganzen als eine Süsswasserbildung anzusehen, so will ich damit die Entstehung des Conglomeratlagers noch längst nicht erklärt haben, diese Erklärung bleibt vielmehr auch von meinem Standpunkte aus eine schwierige. Nach meiner Erinnerung aber haben manche andere Conglomerate, z. B. das vom Raubschloss bei Dörrberg in den Goldlauterer Schichten des

[1]) Bei dieser Art der Zusammensetzung macht aber das Gestein im grossen Ganzen gar nicht den Eindruck eines »Thonschiefers mit Geröllen«, viel eher den einer Grauwacke mit Geröllen. Da aber der Begriff Conglomerat ganz gut definirt und darnach auch gar nicht so vieldeutig ist, sehe ich nicht ein, warum man den Namen nur deswegen, weil er zuweilen auch falsch angewandt worden ist, in die Rumpelkammer werfen soll. Ich werde also unser Gestein auch weiterhin Conglomerat nennen. Als »Geröllthonschiefer« kann ich nur ein Gestein wie das vorhin beim oberen Untersilur beschriebene anerkennen.

Thüringer Waldes, eine ganz gleiche Structur, und eine für dieses Conglomerat aufzustellende Erklärung dürfte vielleicht auch für unser Culmconglomerat gelten. Uebrigens wird man letzteres erst noch kartographisch über weitere Gebiete festlegen, sowie auch die Herkunft seiner Gerölle eingehender untersuchen müssen, ehe man alles zusammen hat, was bezüglich der Genesis als Grundlage zu Hypothesen nöthig ist. Ich kann gerade hierzu noch einige Beiträge liefern. Das gleiche Gestein, vielleicht demselben Horizont angehörig, habe ich an mehreren Stellen des angeblichen Unterculmsattels von Plothen-Volkmannsdorf auf Blatt Pörmitz gefunden, und es wäre wünschenswerth, wenn es von diesen Stellen aus systematisch weiter verfolgt würde; LIEBE hat es leider nicht ausgeschieden, weil er es für eine örtlich gar zu beschränkte Bildung hielt. Auf Blatt Schleiz setzt eine ebenfalls ziemlich grob conglomeratische, vielleicht mit der Volkmannsdorfer identische Bänk, in einer Breite von 10 Meter quer zum Streichen, als ein natürliches Felsenwehr durch die Saale am Fusse des Teufelsberges unterhalb Burgk. Fundorte auf den Blättern Liebengrün u. Ziegenrück habe ich in den zugehörigen Erläuterungen (S. 20 bezw. S. 5) angegeben. Leider habe ich bei den dortigen Aufnahmen diese Conglomeratbank nicht systematisch verfolgt. Möchte dies nachträglich noch von irgend einer Seite geschehen! — Ich habe endlich als letztes mir z. Z. bekanntes Conglomeratlager im höheren[1]) thüringischen Culm dasjenige zu nennen, welches ich auf dem als Blatt Titschendorf bezeichneten südlichen Anhang an Blatt Lobenstein in den Abtheilungen 30 und 37 des Rodacherbrunner Forstes gefunden habe; dieses Gestein könnte allenfalls in manchen Proben als Geröllthonschiefer bezeichnet werden. Es streicht freilich in allergrösster Nähe an der einen Seite eines Devonsattels entlang, da es aber auf der andern Seite fehlt, darf man wohl das Vorhandensein einer streichenden Verwerfung zwischen Conglomerat und Devon annehmen. In die streichende Fortsetzung dieses Conglomerates nach SW. könnte vielleicht jener Zug fallen, der

---

[1]) Ueber Conglomerate im untersten Culm mancher Gebiete werde ich gelegentlich an anderer Stelle berichten.

nach GÜMBEL (Fichtelgeb. S. 553) über das Mauthaus nach dem Gänsehügel bei Nurn zu verfolgen ist.

Was die Art und Herkunft der Gerölle betrifft, so dürften hier folgende Ergänzungen zu KALKOWSKY von Wichtigkeit sein. Das allerhäufigste Geröllgestein ist ein grauer, glasiger, feinkörniger Quarzit, wie er vielleicht im Cambrium des westlichen thüringischen Schiefergebirges, aber weder im Cambrium noch im Silur Ostthüringens vorkommt; auf eigentliche Phycodenschichten zurückführbare Gerölle sind mir nicht aufgestossen. Die Heimath der (ziemlich reichlichen) Granite anzugeben ist mir unmöglich, von Diabas habe ich, wenn die Bestimmung der zersetzten mandelsteinartigen Masse richtig ist, ein Geröll, von Kalkstein gar keines gefunden. Dagegen kommen an ein paar Stellen der von KALKOWSKY beschriebenen frischen Eisenbahnaufschlüsse kugelige, feinkörnige Grauwackenmassen culmischen Aussehens von solcher Grösse vor, wie sie kein anderes Geröll zeigt; ich beobachtete an einem solchen nördlich der Bastels Mühle 40×60 Centimeter Durchmesser! Wären schon, abgesehen von ihrer Grösse, solche Gerölle von Culm in Culm bemerkenswerth, so sind noch auffälliger die von mir in Mehrzahl gefundenen Gerölle von grauem, weissem und rothem Quarzporphyr, von aplitischem Granit, von porphyrischem Aplit, und selbst eines von Lamprophyr; sie gleichen in hohem Maasse manchen Gesteinen, die als Gänge im thüringischen Schiefergebirge bekannt sind und die im allgemeinen in Thüringen als post-culmisch gegolten haben.

Ueber das Vorkommen des Conglomeratlagers selbst ist noch folgendes hinzuzufügen. Wegen seiner wissenschaftlichen Bedeutung habe ich es sehr sorgfältig verfolgt und auch auf der Kartenskizze eingetragen. Während es aber an gewissen Stellen in malerischen, gewaltigen Felsmauern[1]) und Blockmeeren sich auffällig bemerkbar macht, ist es an anderen Stellen ganz und gar zerfallen, nicht bloss in die einzelnen Gerölle, sodass man ein diluviales Schotterlager vor sich zu haben vermeinen könnte (Knock bei Teuschnitz), sondern auch diese Gerölle selbst

[1]) Die höchsten (bis 20 Meter) Mauern sind leider ganz im Wald versteckt zwischen Teuschnitz und der Finkenmühle südlich ausserhalb Blatt Lehesten.

sind wieder verwittert und zerfallen (Sandgrube 1 Kilometer nordöstlich von Teuschnitz); und so mag es kommen, dass manche Vorkommnisse der Beobachtung gänzlich entgehen können. — Von dem Aufschluss an der Kohlmühle lässt sich das Lager nur wenig weiter verfolgen nach SW., hört dann aber plötzlich spurlos auf; von der Bastels Mühle an kann man es aber fast zusammenhängend im Bogen zuerst nordostwärts nach den Hasslacher Gartenäckern verfolgen; am Nordfuss des Zilling-Hügels kehrt es wieder westwärts an die Eisenbahn zurück, überschreitet das Thal und zieht sich dann südwestwärts gegen die Steinbacher Mühle hin, wo es etwa beim Kilometer 24,1 die Chaussee im dortigen Thale erreicht. In diesem wird der Zug gerade einen Kilometer nordwärts verschoben, beginnt also wieder im Dorfe Steinbach und zieht sich südwestwärts bis zum Winterberg, erleidet hier wieder eine Verschiebung nach Norden und setzt dann von neuem in der alten Richtung fort, in der ich es bis zur Aumühle im Oelschnitzthale unterhalb Windheim und Hirschfeld verfolgt habe. Ein anderer Zug, vermuthlich die um 2 Kilometer ostwärts verschobene Fortsetzung dessen an der Bastels Mühle, streicht von der genannten Sandgrube aus östlich von Teuschnitz vorbei auf das südliche Nachbarblatt hinüber, auf dem ich ihn vorläufig noch 2 Kilometer weit, nämlich bis zum Reuthhügel östlich von Wickendorf, verfolgt habe. Eine Reihe kleiner isolirter, aber den genannten Hauptzügen benachbarter, von diesen durch Faltung und Erosion oder durch Verwerfungen getrennter Flecke sind künftig aus der geologischen Karte zu ersehen; sie sind ohne Einfluss auf das Gesammtbild, welches uns, in Verbindung mit dem vielorts zu beobachtenden Einfallen, eine grosse nordöstlich streichende, zugleich aber sich im NO., an den Gartenäckern bei Hasslach, heraushebende Mulde darstellt, welche durch eine untergeordnete (schon von Kalkowsky erwähnte) Sattelbildung an der Bastelsmühle, vor allem aber durch spiesseckige und (nach ihrer Lage nicht genau bestimmbar gewesene) quere Verwerfungen sehr verunstaltet ist. Die innerhalb dieser Mulde, die wir nach dem Hauptorte darin die Teuschnitzer Mulde nennen wollen, gelegenen Schichten müssen als die (im Bereich unserer Karte) jüngsten des Oberculms gelten; die in

der Osthälfte des Blattes auftretenden Oberculmschichten dürften, weil dort die Conglomeratbank nicht beobachtet ist, sämmtlich zu den älteren gehören.

Das Conglomerat hat mir östlich von Teuschnitz als bemerkenswerthe Seltenheit einen Abdruck eines Calamiten, jedenfalls *Archaeocalamites*, geliefert, sonst aber ist es anscheinend frei von Versteinerungen. Dagegen hat der Schiefer in seinem Liegenden, wie in seinem Hangenden *Dictyodora Liebeana* mehrfach dargeboten, und ein Exemplar derselben gerade aus diesen Schichten (östlich bei Teuschnitz) ist das besterhaltene von den vielen Hunderten, die mir überhaupt in die Hand gekommen sind. Dass die Kegelspitzen der *Dictyodora* übrigens nach oben gerichtet sind, habe ich von neuem wieder im Anstehenden im Dorfe Hasslach (sowie an einem neuen Fundorte bei Wurzbach auf Blatt Lobenstein) beobachten können.

Es ist schliesslich noch zu erwähnen, dass gerade in der hangenden und nächsten liegenden Nachbarschaft des Conglomerathorizontes Thonschiefer in ziemlich mächtigen, bezw. ausgebreiteten Massen in solcher Reinheit und zum Theil auch solcher Beschaffenheit vorkommen, dass man sie, ohne Kenntniss der Lagerungsverhältnisse, leicht für Unterculm kartiren würde. Auch die Grauwackenbänke, von denen die unterste, sogleich auf dem Conglomerat gelagerte und zu beiden Seiten der Haslach nördlich der Bastelsmühle durch Steinbrüche aufgeschlossene eine compacte, durch keinerlei Schichtfugen und keine Gesteinsabänderung unterbrochene Bank von 6 Meter Mächtigkeit darstellt, zeigen oft eine Beschaffenheit (Reichthum an Quarzkörnchen und Glimmerblättchen), die ich bisher am häufigsten bei unterculmischen Grauwackenbänken gefunden habe und darum bisher als einigermaassen charakteristisch ansehen zu dürfen glaubte.

Andrerseits haben viele Schiefer, und zwar gerade im SW. des Blattes, eine jugendlichere, ursprünglichere Beschaffenheit darin gewahrt, dass sie nach Art mancher Schieferthone oder selbst mancher Keupermergel mit unregelmässig muscheligem Bruch kurzbis selbst grusig-kleinbröckelig sind, also von Schieferung gänzlich unbeeinflusst. Der Gesteinshabitus ist dadurch ein von dem der

Dachschiefer ausserordentlich abweichender und so jugendlicher, dass man daraus beinahe auf postculmisches Alter schliessen möchte.

Auch die Grauwacken auf dem Plateau westlich von Teuschnitz zeigen noch eine Besonderheit gegenüber allen sonstigen Gesteinen des Blattgebietes darin, dass sie regional secundär geröthet sind. Ich habe die Vermuthung, dass diese Röthung in irgend einer Weise mit dem Rothliegenden zusammenhängt, welches ja jetzt noch gerade diesem Blattgebietstheile am nächsten (bei Rothenkirchen auf dem südwestlichen Nachbarblatt) ansteht und früher vermuthlich auch noch weiter nordwärts heraufgereicht hat. (In gleicher Weise zeigen ja auch am Nordrande des Schiefergebirges, in der Nähe des Zechsteins und Rothliegenden, fast allenthalben die Schiefer und Grauwacken, gleichgültig ob culmisch oder älter, bis hinab zu den cambrischen, eine Röthung, die denselben Schichten in centraleren Theilen des Gebirges abgeht!) —

Bevor ich zur Tektonik des Blattes Lehesten übergehe, will ich nur noch kurz erwähnen, dass — aber fast nur in der Nordostecke — auch eine Anzahl[1]) mesovulkanischer Eruptivgänge auftreten, und zwar zahlreiche lamprophyrische (z. Th. von Pöhlmann beschriebene), nämlich Kersantit und Tonalitporphyrit (= Paläophyr Gümbel), sowie ein dem Quarzporphyr von Lichtentanne (Blatt Probstzella) gleichender, jedenfalls seine Fortsetzung bildender Gangzug in der Nordostecke des Blattes, — und ein 7 Meter mächtiger Gang eines Mesodiabas mit etwa 1 Decimeter mächtigem, dichtem, also melaphyrischem Saalband im äussersten Südosten. Letzterer Gang ist das Nordwestende eines Gangzuges, den ich zunächst bis Heinersberg bei Nordhalben, 4 Kilometer weit, südostwärts verfolgt habe, der aber, wie ich vermuthe, noch (12 Kilometer) geradlinig weiter bis Lippertsgrün und vielleicht noch viel weiter fortsetzt; von letzterem Orte wenigstens bildet Gümbel in seinem »Fichtelgebirge« den Schliff eines unzweifelhaft hierher gehörenden Ganggesteines ab! Es würde das ein

---

[1]) Auf dem beigegebenen Kärtchen sind nur einige der wichtigeren eingetragen, versehentlich mit allzu übertriebener Mächtigkeit.

paralleler und ebenfalls exclusiver (d. h. von andern mesovulkanischen Gängen sich möglichst fernhaltender) Gangzug sein wie jener des gleichen Gesteins, welcher mir jetzt von Saalfeld bis Hirschberg a/S. auf 40 Kilometer Erstreckung mit immer nur kleinen Unterbrechungen bekannt ist.

Der Lichtentanner Quarzporphyrgang verläuft auf einer von der Hauptverwerfung spiesseckig nach SO. abzweigenden Seitenverwerfung. Da es wahrscheinlicher ist, dass er diese Spalte benutzt, also vorgefunden hat, als dass die Verwerfung einen präexistirenden Gang benutzt hätte, und da dieser Porphyrgang vermuthlich ein carbonisches oder permisches Alter besitzt, so ist auch ein palaeozoisches Alter für diese Seitenverwerfung wahrscheinlicher als ein tertiäres, welches die parallelen Schiefergebirgsrandspalten besitzen. Ueber das Alter der Hauptverwerfung ist damit aber immer noch nichts präjudicirt, und dieses ist also auch heute noch zwischen Perm-Carbon und Tertiär zweifelhaft und wird es, da die Aufnahmen abgeschlossen sind, nun auch wohl bleiben. Dasselbe gilt auch für die zahlreichen anderen hercynischen Spalten unseres Schiefergebirges. —

Die Erwähnung, dass der äusserste Nordostwinkel des Blattes, östlich der Kl. Sormitz, schon in den Contacthof des Hennberg-Granits gehört, leitet endlich zur Tektonik des Blattes selbst über.

B. Der Gebirgsbau.

Um den Gebirgsbau des Blattes zu verstehen, müssen wir dasselbe zunächst nach seiner allgemeinen Lage im gesammten thüringischen Schiefergebirge zu begreifen suchen.

Ich habe schon vor längerer Zeit[1]) die grosse, SW.—NO.-streichende von Culm erfüllte Mulde, die sich nordwestlich vor dem von Cambrium eingenommenen »Ostthüringischen Hauptsattel« hinzieht, die »Ostthüringische Hauptmulde«[2]) ge-

[1]) Erläuterungen zu Blatt Liebengrün 1888, S. 25; Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. 1893, S. 322; dieses Jahrbuch für 1894, S. LVIII).

[2]) Ich habe a. a. O. auch auseinandergesetzt, was ich unter »Hauptsattel« und »Hauptmulde« verstehe. Es sind das also Zusammenfassungen untergeord-

nannt; ihre Achse streicht etwa von Neustadt und Ziegenrück her auf den Hennberg zu.

Auf dem Südwesttheil des Schiefergebirges ist ebenfalls eine grosse, SW.—NO.-streichende, von Culm erfüllte Hauptmulde vorhanden, die sich einerseits an den (allgemein tektonisch als Sattel aufzufassenden) Münchberger Gneiss, andrerseits an den (von Loretz nachgewiesenen) Phyllitsattel anlehnt, den ich den »Südwestthüringischen Hauptsattel« nennen möchte; es ist das dieselbe Hauptmulde, deren innerste und tiefste Specialmulde ich vorhin als die »Teuschnitzer Mulde« bezeichnet habe, während ich den südostwärts an letztere sich zunächst anschliessenden Specialsattel oben (S. LXXII) den »Dobrathalsattel« genannt habe. Dieser »Südwestthüringischen Hauptmulde« also gehört unser Blattgebiet vorzugsweise an[1]).

Deren Achse zeigt ebenfalls wieder ungefähr auf den Henneberg hin, und man würde die »Ost- und die Südwestthüringische Hauptmulde« gar nicht getrennt aufführen und benennen dürfen, wenn nicht beide durch eine grosse Querwerfung, die Gräfenthal-Lichtentanne-Hennberg-Lobensteiner Hauptverwerfung, die grösste Verwerfung unseres Schiefergebirges, und zugleich durch einen Quersattel scharf von einander getrennt wären, von welch' letzterem aber, dank der ebengenannten annähernd auf seinem Kamm hinlaufenden Verwerfung, nur der Südwestflügel noch deutlich erhalten geblieben ist, während der Nordostflügel um z. Th. gewiss weit über 1000 Meter in die Tiefe versank.

Diesen Quersattel, der für das hercynische Faltensystem Thüringens die Rolle eines Sattels oberster Ordnung, eines Hauptsattels, spielt, will ich vorläufig den »Probstzella-Lobensteiner Haupt-Quersattel« nennen. Für das Vorhandensein

---

neter Falten in derselben Weise, wie man an einer Ammonitensutur gewisse Gruppen von Fältchen und Zähnchen zu den als »Externlobus, Externsattel etc.« bezeichneten Loben und Sätteln oberster Ordnung zusammenfasst.

[1]) Die von Gümbel (Fichtelgebirge, S. 549) z. Th. auch für unser Blatt angegebenen »Hauptsättel« sind innerhalb dieser Mulde oberster Ordnung nur Falten von zweiter Ordnung und dürften übrigens wohl vor einer genaueren Kartirung z. Th. nicht Stand halten.

dieses Quersattels ist es ein guter Beweis, dass das Conglomerat der Teuschnitzer Mulde nach NO. sich nicht bis an und über die durch die Lichtentanner Spalte annähernd markirte Sattelachse fortsetzt, sondern in weiter Entfernung davor bogenförmig sich wieder zurückwendet. Ganz entsprechend reicht die grosse Oberculmfläche der Ostthüringischen Mulde nicht in voller Breite bis an die Gräfenthal-Lobensteiner Spalte heran, sondern wird, je weiter nach SW., um so mehr, durch die an Zahl und Ausbreitung sich vergrössernden und unter einander sich verbindenden Unterculmsättel (zweiter Ordnung) verdrängt, sodass nur zwei untergeordnete Oberculmmulden noch die Spalte erreichen.

Die cambrischen[1]), silurischen und devonischen Schichten von Blatt Lehesten gehören nun dem stehen gebliebenen Südwestflügel dieses Sattels, und zwar dessen nordwestlicher Hälfte an, welche von der auf dem Nachbarblatt Lobenstein befindlichen Südosthälfte eben durch die quer hindurchsetzende Ost- und Südwest-Thüringische Hauptmulde getrennt ist. Aber nur der Westtheil der vorculmischen Schichten auf unserm Blatte, also der Theil zwischen Ludwigstadt und Ebersdorf, zeigt in der That auch die diesem Sattel entsprechende Anordnung der Schichten (die ältesten im N., die jüngeren nach S. und SW. folgend) rein und deutlich; der Osttheil, zwischen Ludwigstadt und Lehesten, dagegen zeigt durch sein Nordoststreichen schon wieder seine Abhängigkeit von der niederländischen Hauptmulden-Richtung an.

Gerade da nun, wo die niederländische Achse der letzteren Mulde und die hercynische Achse des Lobenstein-Probstzellaer-Quersattels sich kreuzen, ist der Hennberg-Granitstock emporgedrungen, derart jedoch, dass auch er noch von der genannten grossen Verwerfung halbirt und sein Nordosttheil in die Tiefe gesenkt wurde[2]). Dieser wichtige Knotenpunkt in der Tektonik Thüringens also ist es, der gerade in die Nordostecke des Blattes entfällt.

---

[1]) Ueber den inselartig vollkommenen Abschluss des Lauensteiner Cambriums von der westlich gelegenen Hauptmasse dieser Formation werde ich gelegentlich an anderer Stelle reden.

[2]) Vergl. Erläuterungen zu Blatt Liebengrün, S. 31.

Die Gräfenthal-Lichtentanner Hauptverwerfung läuft, wie noch kurz bemerkt sei, knapp nördlich von unserm Blatte hin und hat gerade in diesem Theile ihres Verlaufes eine einigermaassen auffällige, nämlich annähernd ostwestliche Richtung, welche LIEBE eine Zeit lang veranlasst hat, dieser Verwerfung ein von dem der reinhercynischen Spalten abweichendes Alter zuzuschreiben.

Gegenüber dem bisher gegebenen tektonischen Bilde erweisen sich die nun noch zu schildernden Verhältnisse nur als weniger wesentliche, wenn auch immerhin reizvolle Einzelheiten.

Um zunächst bei den Verwerfungen zu bleiben, so hat die Kartenaufnahme mehrere mit der Lichtentanner Spalte subparallele kennen gelehrt. Die wichtigste von diesen ist die weiter oben schon besprochene, in der einen Blattdiagonale verlaufende Ludwigstadt-Wetzsteiner Spalte; bei ihr ist der Südwestflügel der gesunkene; sie hat eine ziemlich rein hercynische Richtung.

Die zweite wichtige Spalte ist die mehr nach OSO streichende Ludwigstadt-Ottendorf-Lehestener Spalte, bei der der Nordflügel gesunken ist; sie zeichnet sich durch eine ungewöhnlich grosse Zahl auf ihr entspringender Quellen aus, von denen aus die genannten drei Orte sich mit Wasser versorgen. Beide Verwerfungen lassen sich beim Eintritt in das tiefere Untersilur nicht mehr verfolgen, wie sie auch im Culm sich zu verlieren scheinen; immerhin ist die erste auf 9, die zweite auf 6 Kilometer Länge nachweisbar. Zwischen beiden ist ein nach NW. sich zu einer Spitze verschmälernder Horst stehen geblieben, den man den »Ludwigstadter Horst« nennen kann.

Ein dritter besonders bemerkenswerther Spaltenzug verläuft vom Westende von Ebersdorf aus nach SO. und ist — mit Unterbrechungen — über das ganze Blatt hin bis nach Tschirn an der besonderen Eigenthümlichkeit zu verfolgen, dass neben ihm auf ein paar Meter (vielleicht höchstens 20) das Gestein meist von kirschrothem Eisenoxyd, durchaus oder fleckig, geröthet ist, während — von ein paar sehr kleinen, ebenfalls linearen Stellen und der oben (S. LXXX) genannten flächenhaften Region westlich von

Teuschnitz abgesehen — Röthung secundärer Art nirgends auftritt. Im Heiligenholz bei Tschirn ist die Eisenausscheidung auf dieser Spalte sogar so stark gewesen, dass dort früher ein kleiner Bergbau betrieben worden ist. Sonst sind, wie nebenbei bemerkt sei, Mineral- oder gar Erzausscheidungen auf den aufgeführten Spalten gänzlich unbekannt. Nicht überall, aber doch meistens, ist die Ebersdorf-Tschirner Röthelspalte auch mit unbedeutenden Verwerfungen[1]) verknüpft; was sie aber noch ganz besonders merkwürdig macht, ist der Umstand, dass auf ihr bei Ebersdorf winzig kleine Partien sehr viel älteren Gesteins, als wie das Nebengestein ist, eingeschlossen, also empor gequetscht[2]) sind, nämlich oberer Schiefer des Untersilurs und Ockerkalk zwischen Unterdevon einerseits, Mittel- und Oberdevon andererseits; diese Schollen haben eine Länge von 150 bis 220 Metern, bei nur etwa der halben Breite. — Es sei noch bemerkt, dass von dieser hercynischen Spalte aus mehrere (3 bis 4) kleine Spältchen in annähernd nordsüdlicher Richtung fiederförmig abgehen, die am Eisenberg bei Ludwigstadt das Devon durchsetzen und verschieben.

Mit der Ebersdorf-Tschirner Röthel-Spalte parallel läuft endlich in etwa 1½ Kilometer Abstand noch eine Linie, welche — sonst nicht bemerkbar — sich nur durch das Auftreten zahlreicher, kalter, ausdauernder Quellen hervorthut; diese Quellenspalte ist nördlich neben dem Rennsteig hin vom westlichen Blattrande aus am Waldhaus vorbei bis zum Bahnhof Steinbach (4½ Kilometer weit) zu verfolgen und bringt an letzterem Orte sogar eines der im Culmgebiet so seltenen Torflager zustande. — Eine grosse Zahl hercynisch gerichteter Verwerfungen von kürzerem Verlauf sind ausserdem vorhanden und aus der Kartenskizze ersichtlich; dass die (nur vermutheten) zwei Querspalten, die die Südosthälfte der Teuschnitzer Mulde durchsetzen, nach

---

[1]) Den schmalen Quarzitzug des Dobrathalsattels schneidet sie bemerkenswerther Weise anscheinend ohne jede Verwerfung.

[2]) Zu vergleichen dem von mir besprochenen Auftreten des Röths und Mittleren Buntsandsteins auf einigen Spalten der Blankenburg-Gothaer Störungszone auf den Blättern Stadtilm und Plaue.

ihrer Lage erst recht hypothetisch sind, wurde schon angedeutet. — Das Alter dieser Spalten ist oben behandelt worden.

Streichende Verwerfungen sind jedenfalls nicht selten, aber gewöhnlich recht schwer nachweisbar. Vermuthlich läuft eine solche durch die Sohle der Auewiesen bei Lehesten, ist nachher (weiter nach NO.) anscheinend mehrmals durch Querverwerfungen verschoben und scheint schliesslich am NW.-Fuss des Engelsberges bei Schmiedebach zwischen unterem und oberem Mitteldevon zu verlaufen. Eine andere streichende Verwerfung wird man wohl an der Nordwestseite des Dobrathalsattels, wenigstens in seinem südlichen Theile annehmen müssen, weil da das Conglomerat in gar zu grosse Nähe mit dem untersten Unterculm geräth; die nähere Lage dieser Spalte kartographisch festzustellen habe ich aber nicht vermocht.

In den Schieferbrüchen gehören Verwerfungen, die annähernd dem Schichtenstreichen folgen, oft zwar nicht ebenflächig verlaufen, aber im allgemeinen dem Schichtenfallen gleichsinnig, nur etwas steiler gerichtet sind, und mit einer 3 bis 10 bis 50 cm dicken Masse zerriebenen, wassergetränkten, breiartigen Schiefers erfüllt sind (analog den »Ruscheln« im Harze), zu den allerhäufigsten Erscheinungen und werden da gewöhnlich »Dreckschwarten« genannt; diese »Schwarten« dienen beim Betrieb als naturgemäss gegebene Grenzflächen für die einzelnen Schiefercomplexe, die gerade abgebaut werden sollen, und sind darum nicht selten in breiter Erstreckung jahrelang zu sehen, bis der weitere Betrieb zu einer nächsten derartigen Fläche vorrückt. Da diese Flächen die verschiedensten Neigungen und manche kleine Abweichungen im Streichen haben, so stossen oft ihrer zwei spitzwinkelig zusammen, schliessen auch mit anderen solchen Paaren linsenförmige grössere Gebirgskörper ein. Sie lassen sich an den senkrechten Schramwänden der Schieferbrüche oft als Linien verfolgen, auf denen ein geringer Wasseraustritt stattfindet; auf ein paar solcher Flächen sind an denselben Wänden auch schon geringe moderne Verschiebungen (um 1 bis 2 Centimeter) beobachtet worden, die aber wohl nicht eine tektonische natürliche Ursache haben, sondern auf die künstliche einseitige Entlastung zurückzuführen sind.

Am Schlusse verdient endlich noch die Faltenüberkippung eine besondere Besprechung, die sich namentlich auf der Osthälfte des Blattes sehr häufig beobachten lässt und in einer Annäherung der Schichtenlage an ein isoklinales Einfallen nach NW. besteht. Da auch die Schieferung, die ja in dem Nordtheile des Blattes so intensiv und allgemein auftritt, dass ich oben aus Unter-, Mittel- und Oberdevon und verschiedenen Horizonten des Culms Dachschiefer-Schürfe und -Brüche aufführen konnte, nach NW. einfällt (mit Abweichungen nach N. und W.), so muss man sich allerdings hüten, dass man nicht für Schichtung ansieht, was Schieferung ist. Aber es lassen sich sowohl aus natürlichen Profilansichten, welche die Querwände in den Schieferbrüchen bieten (am schönsten im Bruche Bärenstein, weniger schön auf den Herrschaftlichen, sehr undeutlich auf den Oertels-Brüchen), und wo die Arbeiter für die daran sichtbaren zickzackartig hin- und hergewundenen (»geleierten«) Schichtlinien den Namen »Leierfratzen« gebrauchen, als auch aus anderen Verhältnissen gute Belege entnehmen. So fällt z. B. am Wege von Lehesten nach der Schiefermühle, kurz vor dieser, der dunkle Schiefer und Quarzit des obersten Oberdevons immer nach NW. unter die helle Kalke des mittleren Oberdevons ein. Letztere selbst fallen neben der Eisenbahn von Lehesten nach Ludwigstadt, kurz ehe sie die bayrische Landesgrenze erreicht, unter die älteren Schichten des violetten Schiefers ein, unter denen sie auch orographisch liegen! In dem Oertelschen Bruche in Ludwigstadt sieht man an einer hohen senkrechten Schramwand die oberstdevonischen Kalkknotenschiefer oben, die unterstculmischen Schiefer darunter anstehen. Am schönsten aber zeigt ein verfallener kleiner Schieferschurf am Nordabhang der Bärenbachshölzer, der vom Nordrand des Blattes zwischen Lehesten und Steinbach a. H. durchschnitten wird, die verkehrte Uebereinanderlagerung der Schichten; in dem dort vorherrschenden Mitteldevon bildet Oberdevon eine kleine Einmuldung; der in dem Bruche aufgeschlossene Nordwestschenkel dieser Mulde hat 25° Einfallen nach NW. und es liegen zu oberst, am Eingang in den Bruch, noch als Abraum die Grauwacke des mittleren Mitteldevons, — darunter weiter hinten die den Gegenstand des Betriebes bildenden

bläulichen[1]), gebänderten Schiefer des obersten Mitteldevons in einer Mächtigkeit von nur 1,6 Metern —, darunter endlich die grünlichen, kalkig dünngebänderten Lagen des untersten Oberdevons.

Es sei noch bemerkt, dass auch GÜMBEL schon die Umstürzung der Schichten an der Lauensteiner Cambriuminsel beobachtet und erwähnt hat, sodass diese Lagerung hier die häufigere zu sein scheint, mindestens zwischen den beiden grossen Querspalten Probstzella-Hennberg einerseits, Ludwigstadt-Wetzsteinsüdfuss andererseits, und dass mit ihr vielleicht auch die zwischen diesen Spalten besonders weit durch die Formationen verbreitete und besonders gut entwickelte Schieferung, und damit gerade der Aufschwung der Lehestener Schieferindustrie zusammenhängt.

F. BEYSCHLAG: Bericht über die wissenschaftlichen Ergebnisse der Aufnahmen des Jahres 1898.

Der Abschluss der geologischen Aufnahme der Umgegend von Cassel hat in Sonderheit am Habichtswald einige Ergebnisse von allgemeinerem Interesse geliefert. Die hauptsächlichsten derselben beziehen sich auf die Verbreitung und Lagerungs-Verhältnisse der verschiedenen Tertiär-Stufen.

Kaum an einer anderen Stelle in Nieder-Hessen dürfte das Tertiär in solcher Vollständigkeit entwickelt sein, als am Habichtswald. Das generelle Profil steht seit längerer Zeit fest. Die Ablagerungen beginnen mit braunkohlenführenden Süsswasserbildungen unteroligocänen Alters, welche am Ostfuss des Habichtswaldes beginnend, ein Band um dieses Gebirge, sowie um seine südlichen Ausläufer, den Baunsberg und die Langen Berge, schlingen. Darüber folgen die marinen Bildungen des mitteloligocänen Rupel-Thones (Septarienthones), dann die versteinerungsreichen oberoligocänen Casseler Meeressande und über diesen endlich, der Hauptsache nach das Plateau des Habichtswaldes

---

[1]) Die genannten bläulichen Schiefer zeigten die bemerkenswerthe Erscheinung an einzelnen der gewonnenen Dachplatten, dass diese aus verschiedenen, gegen einander verschobenen Stücken (reibungsbreccienartig, aber ohne leere Räume) bestanden, durch welche alle jedoch die Schieferung ganz einheitlich hindurchsetzte, sodass also die Zerstückelung vor der Ausbildung der Schieferung erfolgt sein muss.

bedeckend, die ebenfalls braunkohleführenden Süsswasserbildungen des Unter-Miocäns. Das Tertiär findet schliesslich seinen Abschluss in den der jüngeren Miocän-Zeit angehörenden Ergüssen von Basalt und den zugehörigen, mit geringen Sediment-Zwischenlagen wechselnden Tuffen.

Bemerkenswerth und für die Auffassung auch der übrigen Tertiär-Gebiete Nieder-Hessens von Wichtigkeit ist nun das eigenthümliche gegenseitige Lagerungs-Verhältniss dieser Schichten. Am auffälligsten erscheint dabei das häufige Aussetzen der marinen Ablagerungen, die doch ihrer Natur nach eigentlich die gleichmässigst verbreiteten Glieder des Tertiärs sein müssten. So sind z. B. vom Rupelthon offenbar nur unbedeutende Reste an der Nordseite des Habichtswaldes, in Sonderheit um den Bühl, dann aber auch am Erlenloch erhalten geblieben, während weder im Wilhelmshöher Parkgebiet, noch auf der Südseite des Habichtswaldes oder an den Langen Bergen irgend eine Stelle mit Sicherheit nachgewiesen werden konnte, wo Rupelthon ansteht.

Im Gegensatz dazu nehmen die unteroligocänen Süsswasserbildungen an Mächtigkeit und Bedeutung in der Richtung von N. nach S. allmählich zu. An der Firnskuppe und dem Lampert liegen wohl die nördlichsten Punkte, an denen ein kümmerlicher Bergbau auf die unteroligocänen Braunkohlen getrieben wurde. Auch am nördlichen Ausgange des Parkes von Wilhelmshöhe haben die bergbaulichen Versuche wenig Erfolg gehabt. Gilt auch das Gleiche von den Unternehmungen an der Kohlenstrasse unter dem Kuhberge und in der Nähe der Rasen-Allee in der Dönche, sowie in der unmittelbaren Nähe von Nordhausen, so ist doch bei allen diesen Lokalitäten bereits ein erhebliches Anwachsen der Mächtigkeit des Unteroligocäns erkennbar, das sich von da in breiter Fläche über Altenbauna, Altenritte, Grossenritte und Besse verbreitet.

Lückenhaft, wie die Verbreitung des marinen Mittel-Oligocäns, ist auch diejenige des Oberoligocäns. Selbst wenn man annimmt, dass die ausserordentliche Ueberdeckung mit basaltischem Gehängeschutt, wie sie die Abhänge des Habichtswaldes überzieht, an manchen Stellen die Auffindung dieser marinen Bildungen er-

schwert oder unmöglich macht, so bleiben doch immer Stellen genug, wo mit grosser Sicherheit behauptet werden kann, dass die marinen Schichten fehlen, und somit die miocänen Süsswasserbildungen entweder unmittelbar auf die unteroligocänen Süsswasser-Ablagerungen oder vielleicht sogar direct auf die triadische Unterlage des Tertiärs sich auflegen.

Ein solches örtliches Fehlen der marinen Ablagerungen kann seine Ursache nur in einer nachträglichen Zerstörung der ursprünglich auf weitem Raume gleichmässig gebildeten Schichten haben. Wären an einer Stelle des Profiles stets gleichzeitig die beiden marinen Ablagerungen zu vermissen, so würde die Ursache der Erscheinung lediglich in der Erosionswirkung der miocänen süssen Wässer zu suchen sein; da aber thatsächlich in vielen Fällen, wo der Rupelthon fehlt, die Casseler Meeressande direct auf der Braunkohlenformation des Unteroligocäns liegt, so muss die Zerstörung der marinen, mitteloligocänen Ablagerungen bereits in der Oberoligocänzeit durch die Abrasion des damaligen Meeres erfolgt sein. Wo nur Oberoligocän oder beide marine Ablagerungen zerstört worden sind, ist die Ursache wohl in miocäner Erosionswirkung zu suchen. Diese letztere ist ausserordentlich deutlich erkennbar in den flussthalähnlichen Durchfurchungen, welche die Braunkohlenbildungen des Habichtswalder Plateaus vor Ablagerung der Basalttuffe erfahren haben. Beim fiskalischen Bergbau auf dem Habichtswald sowohl, als auch bei den Privat-Betrieben an seinen Rändern sind dergleichen mit Basalttuff erfüllte Erosionsrinnen wiederholt getroffen und genauer verfolgt worden. Reste solcher Rinnen-Füllungen ziehen sich weit hinunter nach der Fulda und sind zum Theil bis fast auf das Niveau des unterlagernden Buntsandsteins ausgetieft.

Für die Kenntniss der unteroligocänen braunkohlenführenden Bildungen, wie sie sich am Ostfusse des Habichtswaldes und der Langen Berge hinziehen, sind die zahlreichen, aber sämmtlich fruchtlosen bergmännischen Versuche von Bedeutung, welche der Ingenieur Rosenthal in Cassel zur Erschliessung von Braunkohlenflötzen in dieser Stufe durchgeführt hat. Sie haben zu dem Ergebniss geführt, dass auf der erwähnten Erstreckung sich in grosser

Gleichmässigkeit ein minderwerthiges Kohlenflötz von 1 bis 2 Meter Mächtigkeit erstreckt, gelegentlich von unbedeutenderen Nebenflötzen begleitet. Ihren oberen Abschluss finden diese Süsswasserbildungen in den Melanienthonen, welche schon durch DUNKERS Schilderungen vom Schenkelsberge und vom westlichen Ausgange des Dorfes Nordhausen bekannt sind. Der Kalkreichthum dieser hangendsten, den Melanienschichten Gross-Almerodes wohl äquivalenten Bildungen, hat sich in Form unregelmässiger Concretionen verdichtet, die am Nordfusse des Schenkelsberges und bei Nordhausen versteinerungs-führend, an der Mergelgrube bei Rengershausen und am westlichen Ausgange von Altenbauna dagegen ohne deutliche Fossilreste anstehend nachzuweisen sind. Dem gleichen Niveau gehören die Thone an, welche am südlichen Steilufer der Leisel zwischen Grossenritte und Kirchbauna anstehend, grosse, glatte Concretionen von Kalk umschliessen, in denen namentlich *Limnaeus pachygaster* häufig ist. Es dürften dies die gleichen Thone sein, die im Epsdorfer Grund bei Marburg anstehen.

Für den mitteloligocänen Rupelthon liegt der beste Aufschluss an der Nordseite des Bühls unfern Weimar. Hier werden bei Ausbeutung des Thons in einer Grube die kopfgrossen, flach scheibenförmigen Septarien beiseite geworfen und finden sich auch sonst vielfach am Südhange des Bühls, sowie an dem Wege, der von Weimar nach dem Hangarstein hinaufführt.

Die meisten Fundpunkte des Oberoligocäns sind aus der Litteratur bekannt, so diejenigen am Erlenloch, am Sandkopf und Apolloberge im Park von Wilhelmshöhe, ferner vom Panchesborn, etc. Neu hinzu kommen eine Reihe von Punkten, die die bisher bekannten verbinden, so am Höhgras unterhalb der Försterei, dann gegenüber am Dörnberge hart an dem Waldrand, an dem Wege, welcher vom Orte auf der Ostseite des Berges zur Höhe führt, ferner auf der Ostseite des Ahnathales am Brandkopf und unter dem Hühnerberge. Auch der Punkt in der Sandgrube auf der Rothenditmolder Hute unfern der Kreuzung der Rasen-Allee mit der alten Wolfhager Strasse dürfte ebenso wie derjenige bei den Fuchslöchern neu sein. Unter dem Forsthause am Kuhberg wurden die oberoligocänen Glaukonitsande mehrfach erbohrt, sie stehen

ferner Petrefacten führend unfern der Schiessstände in der Dönche hart am Fusswege, der vom Pulverhause nach dem Steinernen Schweinchen führt, an. Hieran schliessen sich neu erschlossene Punkte am Sandkopf und auf der Saubreite unter dem Brasselsberge, endlich solche auf der O.- und S.-Seite des Baunsberges, die beiden letzteren unmittelbar am Waldrande. Die Fundpunkte am Langen Triesch unter dem Dachsberge und am Eichberge bei Hoof ergänzen die bisher bekannten Funde im Firnsbachthale und am Panchesborn.

Bemerkenswerth ist endlich, dass neuerdings auf dem Plateau des Habichtswaldes durch eine Bohrung, welche unfern des gegenwärtigen Hauptförderschachtes des fiskalischen Werkes am Grossen Steinhaufen unter Tage in einem blinden Schächtchen, dessen Sohle das directe Flötzliegende bildet, angesetzt wurde, das marine Oberoligocän als Basis der Braunkohlen-Formation in einer Tiefe von 84,6 Meter d. h. bei 105 Meter unter der Hängebank des Schachtes oder bei 189,6 Meter unter Tage erbohrt ist. Dieser Punkt dürfte in seiner Höhenlage am nächsten dem bekannten Auftreten des Meeressandes im Oberen Ahnathal liegen.

Ueber die miocäne Braunkohlen-Formation ist ebenfalls einiges neue zu berichten. Die Identificirung der im fiskalischen Felde gebauten Flötzpartien mit jenen, welche auf den östlich angrenzenden Privat-Gruben, in Sonderheit auf der im Druselthale gelegenen Zeche Friedrich-Wilhelm ausgebeutet wurden, ist erschwert durch den Umstand, dass die vorerwähnten, mit Basalttuff erfüllten Auswaschungsrinnen und dazu auch kleinere Verwerfungen einen unmittelbaren Zusammenhang der Flötze unterbrochen haben; trotzdem sind sie bisher als Theile eines und desselbigen Flötzes, des sog. Habichtswalder Hauptflötzes, angesehen worden. Bohrungen, die in neuerer Zeit im Druselthal und im Anschluss daran auch im fiskalischen Felde ausgeführt worden sind, zeigen nun, dass die bisherige Flötz-Identificirung unzutreffend ist, und dass das im Druselthale ausstreichende Flötz der Grube Friedrich Wilhelm ident ist mit dem im fiskalischen Felde nur auf geringe Erstreckung gebauten Flötz Busse, während die Fortsetzung des Habichtswalder Hauptflötzes im Felde Friedrich-Wilhelm noch unverritzt

ansteht und ca. 40 Meter tief unter dem bisher gebauten Flötz liegt.

Von wissenschaftlichem Interesse dürfte die weite Verbreitung der Kieselschiefergerölle, welche aus dem Edergebiet stammen, innerhalb der sandigen Süsswasser-Ablagerungen des Miocäns sowohl, als in den Basalttuffen insofern sein, als sie Zeugniss geben davon, dass die thalbildende Erosion in der Miocänzeit bereits ähnliche Wege einschlug als heute. Solche Kieselschiefergerölle verbreiten sich weit ab von der heutigen Eder und Fulda, steigen hinauf bis auf die Söhre, wo sie am Stellberg gefunden sind, zeigen sich ferner bei Ober-Kaufungen und sind noch weit hinein in den Reinhardswald zu verfolgen. Selbst die unteroligocänen fluviatilen Ablagerungen scheinen nicht völlig frei von diesen Geröllen des Edergebietes zu sein.

Die Uebertragung des vorgeschilderten Untersuchungsergebnisses am Habichtswald auf andere bisher bezüglich ihrer Altersstellung unsichere Ablagerungen Niederhessens lässt folgende Auffassung begründet erscheinen. Am Hirschberge bei Gross-Almerode lagern die braunkohlenführenden Tertiärschichten in einer durch die Kreuzung zweier Graben-Verwerfungen bedingten Senke. Der untere Theil derselben, bis einschliesslich zu den Melanienthonen, gehört nach Analogie mit den Vorkommnissen bei Nordhausen und am Schenkelsberge zum Unteroligocän. Die ursprünglich darüber abgelagerten marinen Bildungen des Mittel- und Oberoligocäns sind zerstört und so lagern denn die höheren Flötze, in Sonderheit diejenigen des Hirschberges, die dem Alter nach äquivalent den miocänen Flötzen des Habichtswaldes sind, hier unmittelbar und direkt auf dem Unteroligocän. Die Wirkung der Zerstörung der marinen Ablagerungen zeigt sich deutlich noch in dem Umstand, dass die obere Abtheilung der Süsswasserbildungen, d. h. die Flötze der Gruben Hirschberg und Maria am Hirschberg abweichend gelagert sind zu den tieferen Flötzen der Faulbacher Mulde.

Am Meissner, am Bielstein bei Gross-Almerode, und bei Ermschwerd sind nur Aequivalente der oberen Braunkohlenbildung, also des Miocäns, vorhanden. Das Gleiche gilt von den Vorkomm-

nissen am Grossen Belger Kopf und am Stellberge bei Wattenbach, während bei dem in einer Grabenversenkung liegenden Vorkommen von Oberkaufungen das Tertiär-Profil von den schon durch BEYRICH festgestellten Süsswasserablagerungen des Unteroligocäns an vollständig bis zum marinen Oberoligocän des Gelben Berges bei Niederkaufungen vorhanden ist.

O. v. LINSTOW: Bericht über die Aufnahme auf Blatt Frankenau.

Die diesjährigen Aufnahmearbeiten beschränkten sich auf den südwestlichen Theil des Blattes Frankenau, der, abgesehen von wenig verbreiteten Quartärbildungen ausschliesslich von Gliedern der Buntsandsteinformation zusammengesetzt wird. Es ist entwickelt der gesammte Untere Buntsandstein und die untere Abtheilung des Mittleren; die nächst jüngere Stufe, die Bausandsteinzone des mittleren Buntsandsteins ist auf Blatt Frankenau nur an einer einzigen Stelle (1,1 Kilometer nordwestlich von Oberholzhausen) als eingesunkener Graben vorhanden.

Die Grenze dieser Glieder gegen ältere Ablagerungen, nämlich Culm und Zechstein, ist theils durch nordwest-südöstlich streichende Verwerfungen von wohl jungtertiärem Alter bedingt, theils überlagert der Buntsandstein concordant Conglomerate des oberen Zechsteins. Diese Conglomerate wurden von LEPPLA [1]) zum Buntsandstein gezogen, DENCKMANN [2]) hat aber mit Recht auf die Zugehörigkeit dieser Bildung zum Frankenberger Perm hingewiesen, welcher Ansicht auch jetzt kartographisch Rechnung getragen ist.

Was die allgemeine Lagerung des Buntsandsteins betrifft, so ist hervorzuheben, dass seine sämmtlichen Glieder horizontal oder fast horizontal gelagert sind, selbst in der Nähe von Verwerfungen und innerhalb eingesunkener Gräben. Wenn trotzdem auf der Karte die Grenzlinien von Unterem Buntsandstein gegen Mittleren

[1]) LEPPLA, Ueber die Zechsteinform. u. d. unt. Buntsandst. in Waldekischen. Dieses Jahrbuch für 1890, S. 75.

[2]) DENCKMANN, die Frankenberger Permbildungen. Dieses Jahrbuch für 1891, S. 259 u. 260.

zuweilen erheblich von der Niveaulinie abweichen, so ist dies wahrscheinlich darauf zurückzuführen, dass Verwerfungen geringerer Sprunghöhe vorhanden sind, deren kartographische Festlegung nicht möglich war.

Die Verwerfungen erreichen im Gebiete des Buntsandsteins selbst niemals eine grössere Ausdehnung und sind bei der Gleichartigkeit der Gesteine besonders schwer zu verfolgen. Sie verlaufen theils nordwest-südöstlich, theils rechtwinklig dazu, theils noch anders, folgen also keiner ausgesprochenen Richtung. Die Form der eingesunkenen Partien zeigt fast niemals die eines typischen Grabens, sondern in der Regel die eines Keiles, d. h. die begrenzenden Verwerfungen verlaufen divergirend. In einzelnen, bestimmten Fällen sind durch die Verwerfungen zum Theil sehr mächtige Quellen bedingt, doch können letztere in anderen Fällen auch auf der Grenze von grobkörnigem durchlässigen (Mittleren) gegen thonig-sandigen undurchlässigen (Unteren) Buntsandstein entspringen. Die immerhin recht auffällige Keilform der Gräben von Mittlerem Buntsandstein in Unterem ist wohl darauf zurückzuführen, dass das vom Verfasser aufgenommene Gebiet zwischen den Schenkeln eines annähernd rechten Winkels liegt, in dem sich die nördlichen Randverwerfungen der (tektonischen) »Frankenberger Bucht« treffen.

In der Nähe von Verwerfungen ist der Sandstein öfters stark mit Eisenhydroxyd imprägnirt (»Eisenschalen«) und besitzt dann eine dunkle Farbe sowie quarzitisches Gefüge.

Petrographisch setzt sich der Untere Buntsandstein aus feinkörnigen rothen oder bräunlich-rothen Sandsteinen zusammen, deren Quarzkörner durch ein vorwiegend thoniges Bindemittel mit einander verkittet sind und öfters, besonders bei dünnplattiger Entwicklung, Einlagerungen von Thonschiefer enthalten. Im westlichen Theil unseres Gebietes ist die untere Stufe des Unteren Buntsandsteins dickbänkig ausgebildet und wird zu technischen Zwecken ausgebeutet (Bausandsteinzone des Unteren Buntsandsteins).

Der Mittlere Buntsandstein wird durch dickbänkige, grobkörnige Sandsteine eingeleitet, die fast regelmässig eine deutliche

Terrainkante bedingen. Darüber folgen wieder feinkörnige Sandsteine, die denen des Unteren Buntsandsteins ausserordentlich ähnlich werden. Eine etwas andere Färbung, die mangelnde Fähigkeit, sich in senkrecht begrenzte Stücke abzusondern, eine öfters wahrzunehmende quarzitische Ausbildung können unter Umständen als Unterscheidungsmerkmale dienen.

Auffallend ist es, dass die eben erwähnten Terrainkanten niemals auf eine längere Erstreckung hin zu verfolgen sind. In der Regel sind sie nur auf einer Seite eines Höhenzuges entwickelt, während die andere Seite sich ganz allmählich ohne eine Spur einer Terrainkante absenkt.

Die in den Grenzschichten vom Unteren zum Mittleren Buntsandstein benachbarter Gegenden (Blatt Rosenthal) häufiger auftretende *Gervillia Murchisoni* Gein. hat sich bis jetzt noch nicht nachweisen lassen.

Von Quartärbildungen, die sich fast regelmässig nur auf einer Seite des Thales oder der Abhänge vorfinden, sind unterschieden worden: diluvialer Schotter, diluvialer Lehm und jüngere, alluviale Bildungen. Der Schotter, der älter ist als der diluviale Lehm, findet sich in einzelnen, fast in gleicher Höhe befindlichen Terrassen und besteht ausschliesslich aus Buntsandsteingeröllen im Gegensatz zu den zahlreichen und verschiedenaltrigen Schotter-Terrassen des nahen Eder-Thales im Westen des Gebietes.

Kayser: Ueber Aufnahmen auf den Blättern Oberscheld und Ballersbach.

Die im Sommer 1898 ausgeführten Aufnahmen auf dem Blatte Oberscheld haben in erster Linie den nahezu 3 Kilometer breiten Zug silurischer Gesteine betroffen, der den südöstlichen Theil der Karte zwischen Uebernthal und Günterod im N. und Nieder-Weidbach im S. einnimmt.

Das älteste Glied des hessisch-nassauischen Silur, die weiter östlich (besonders in der Umgebung von Gladenbach) so entwickelten Arcosenquarzite sammt den sie begleitenden Kalken, Kiesel- und Alaunschiefern und Diabasen, ist im kartirten Gebiete nirgends beobachtet worden. Die tiefsten, hier zu Tage tretenden

Schichten bestehen vielmehr aus Plattenschiefern, die in genau derselben Beschaffenheit, wie bei Sinn an der Dill, an vielen Stellen — so südöstlich Günterod längs der Fahrstrasse nach Nieder-Weidbach, am Kesslersberge westlich des Weges Günterod — Nieder-Weidbach, auf der rechten Thalseite zwischen Bischoffen und der Pfeiffers-Mühle — ausgebildet sind. Darüber folgt ein mächtiges System feldspathführender, vielfach plattig entwickelter Grauwacken und Grauwackenschiefer mit untergeordneten Einlagerungen von Plattenkalken (Gladenbacher Kalk) und Kiesel- und Wetzschiefern, das den Urfer Schichten DENCKMANN's im Kellerwalde entspricht und das herrschende Gestein im Silur der Blätter Oberscheld und Ballersbach darstellt. Ueber diesen Grauwacken folgen graue, sehr dünnschichtige, glimmerreiche Quarzite und dunkle, lyditartige Kieselschiefer, die zusammen ein leicht kenntliches, bereits vom Dillthale bis in die Nähe des Salzbödethales verfolgtes, DENCKMANN's Schiffelborner Schichten entsprechendes Glied des Hinterländer Silur ausmachen. Die im Kellerwalde über den genannten Schichten liegenden, weissen, oft löcherigen, klippenbildenden Quarzite des Wüstegartens sind in ganz übereinstimmender Ausbildung auch zwischen Günterod und Offenbach entwickelt, allerdings immer nur in kleinen, höchstens $^1/_2$ Kilometer langen und ein paar 100 Meter breiten Schollen, wie die des Wildensteins bei Offenbach und des Sandberges südöstlich Uebernthal. Am letztgenannten Punkte ist das Gestein stellenweise zu lockerem Sand aufgelöst, der auf den benachbarten Eisenhütten früher als Formsand benutzt worden ist. Die hangendste Zone des Kellerwälder Silur, die Rücklingschiefer, die Graptolithen-führenden Kieselgallenschiefer des Steinhorns bei Schönau u. s. w., konnten im Bereiche des Blattes Oberscheld bisher nicht mit Sicherheit nachgewiesen werden.

Wie schon die vielfachen Schichtenwiederholungen innerhalb des in Rede stehenden Silurzuges beweisen, ist dessen Tektonik eine sehr verwickelte. Querzerreissungen spielen hier, wie auf dem ganzen Blatte Oberscheld, eine grosse Rolle. Leider ist es

aber bei der starken Waldbedeckung und dem damit zusammenhängenden Mangel an Aufschlüssen ausserordentlich schwer, die Störungslinien auf weitere Erstreckung zu verfolgen und den Schichtenbau in seinen Einzelheiten klarzulegen.

Im N. wird der Silurzug von einem durchschnittlich kaum $^1/_2$ Kilometer breiten Culm-Bande begleitet. Das Silur grenzt indess nirgends unmittelbar an den Culm an; vielmehr liegt zwischen beiden immer ein schmaler Streifen ober-, mittel- oder gar unterdevonischer Gesteine. Offenbar bilden diese Gesteine eine erste, von S. her auf den Culm emporgeschobene Schichtenreihe, eine erste Schuppe, während das im S. des devonischen Gesteinsbandes folgende Silur einer zweiten Schuppe entspricht. Beide Ueberschiebungslinien lassen sich trotz vielfacher Zerreissungen von Offenbach bis über den O.-Rand des Blattes Oberscheld hinaus verfolgen. Ihnen nahezu parallel verläuft 1 — 2 Kilometer weiter nördlich eine dritte, die aus der Gegend von Bicken (Blatt Ballersbach) über Eisemroth und Hartenrod bis nach Wommelshausen verfolgt werden konnte und mittel- und unterdevonische Schichten von im N. anstossendem oberdevonischem Deckdiabas bezw. Culm trennt. Abermals 2 — $3^1/_2$ Kilometer weiter nördlich ist endlich noch eine vierte grosse Ueberschiebung vorhanden, die auf der Ostseite des Weihbachthales beginnt und von dort mindestens bis in die Gegend von Bottenhorn in der NO.-Ecke des Blattes fortsetzt. Sie scheidet den Eisemroth-Bottenhorner Zug von Tentaculitenschiefer von der nördlich angrenzenden Culmgrauwacken. Längs aller vier genannten Linien sind die älteren Schichten von S. her auf die jüngern emporgeschoben.

In seiner südlichen Fortsetzung auf Blatt Ballersbach wird der fragliche Silurzug, der hier die waldigen Höhen der »Hörre« bildet, noch breiter als auf Blatt Oberscheld. Seine Zusammensetzung ist im Allgemeinen dieselbe, wie auf dem letzteren; nur scheinen die weissen Klippenquarzite im Bereiche des Blattes Ballersbach gänzlich zu fehlen. Im N. der Silurzone sind auch die tektonischen Verhältnisse ganz ähnliche, wie auf Blatt Oberscheld: auch hier fällt der N.-Rand des Silur mit einer ersten

Ueberschiebung zusammen, die im N. noch von drei weiteren begleitet wird. Im S. des Silurzuges aber gestalten die Verhältnisse sich dadurch etwas abweichend, dass auf ein schmales Band von Ober-Coblenzschichten, welche das Silur zunächst überlagern, Culmgrauwacken folgen, die bei nahezu wagerechter Lagerung fast den ganzen Flächenraum zwischen Katzenfurt, Kölschhausen, Oberlemp, Altenkirchen, Gr. Altenstädten und Hohensolms einnehmen — weitaus die grösste, im ganzen Dillgebiet und hessischen Hinterlande auftretende Culmpartie. In der Gegend von Ahrdt und Mudersbach aber beginnt im O. einer grossen Querverwerfung, die nahezu mit dem flachen, breiten, nach S. gerichteten obersten Stücke des Aarthales zusammenfällt, ein zweiter, südlicher Parallelzug von silurischen Gesteinen. Dieser Zug setzt sich nach NO. noch weit auf die Blätter Rodheim und Gladenbach fort und bleibt von dem nördlichen Silurzuge durch eine breite Zone von Ober-Coblenzschichten getrennt, die den hohen Rücken des Schneeberges zwischen Oberweidbach und Rossbach und weiter östlich die stattlichen Bergkuppen des Hemmerich bei Rodenhausen sowie die der Koppe und des Dreisberges im W. des Salzbödethales zusammensetzen.

H. Grebe: Bericht über die geologischen Aufnahmen des Jahres 1898.

Die geologischen Aufnahmen des Jahres 1898 erstreckten sich über den mittleren und südlichen Theil des Kreises Malmedy (Blatt Malmedy, Recht und Meyerode), dann wurden Revisionsarbeiten auf den zum Abschlusse gelangten Blatt St. Vith vorgenommen. In diesem Gebiete, das einen Theil des Hohen Venn einschliesst, erscheint vorherrschend Cambrium und Unter-Devon, ferner das eigenthümliche sogenannte Conglomerat von Malmedy (Ober-Rothliegendes), welches in grosser Mächtigkeit in einer 1 — 2 Kilometer breiten Partie durch grosse von SW. nach NO. streichende Verwerfungen in das Cambrium eingekeilt ist. Tertiär trifft man auf den Plateaus nordwestlich und nordöstlich von Malmedy und in einigen kleinen Partien westlich von St. Vith an.

C

Cambrium.

Im Cambrium des Gebirgsstockes von Stavelot (Hohes Venn) hatte DUMONT drei Abtheilungen unterschieden: Devillien, Revinien und Salmien, welche GOSSELET durch Zusammenziehung der beiden unteren in einen, Devillo-Revinien, auf zwei Abtheilungen beschränkt.

Die untere Abtheilung (Devillo-Revinien) in der Umgegend von Malmedy und südlich von da bis Recht besteht aus dunklen, grauen und blauschwarzen, zuweilen ganz schwarzen, oft glänzenden phyllitischen Schiefern, die häufig mit Quarziten (Venngrauwacke) von schwarzer, hellgrauer und röthlicher Farbe wechsellagern. In den Schiefern und Quarziten sind häufig kleinere und grössere Pyritkrystalle ausgeschieden. Die Schichten streichen von SW. nach NO. in den Stunden von 3—4 und fallen gegen SO. ein, und zwar bis zu 60⁰.

Die obere Abtheilung des Cambriums (Salmien) (Salm-Schichten) ist südlich von Recht am Nordrande des Emmelser Waldes durch Steinbrüche und mehrere Stollen aufgeschlossen. Die Schichten dieser Abtheilung liegen in der nordöstlichen Fortsetzung der mächtigen Schieferzone von Vieil-Salm, sie setzen bei Poteaux über die Landesgrenze. Der Schiefer (Phyllit) ist meist glänzend, hat eine grau-violette, bläulich- und grünlich-schwarze Färbung und ist dadurch leicht erkennbar, dass er mit zahlreichen bis stecknadelkopfgrossen, braunrothen und rothbraunen Eisenglanzkörnchen gesprenkelt ist; ferner kommt als wesentlicher Bestandtheil Glimmer (Sericit) darin vor, dann auch Granat, wie mikroskopische Untersuchungen ergeben haben. Den bei Vieil-Salm so häufig vorkommenden Wetzschiefer trifft man bei Recht nur spärlich an, ebenso den Ottrelith-führenden Schiefer. Die Schiefer erscheinen theils in mehr oder weniger dicken Bänken, theils in dünnblättriger Beschaffenheit. Die dünnblättrigen Schiefer werden als Dachschiefer gewonnen, welche zwei Lager bilden, von denen das untere 7—8 Meter, das obere 6 Meter mächtig ist; beide sind durch ein 1,50 Meter starkes Zwischenmittel getrennt. Die Schiefer streichen Stunde 5 und Fallen mit 55⁰ gegen SO. ein. Im

Hangenden desselben sind in dem oberen Stollen südlich von Feckelsborn (Recht) 20 – 30 Meter mächtige Conglomerate und ca. 10 Meter mächtige Arcosen des untersten Unter-Devon (Gedinne-Schichten) aufgeschlossen, welche concordant den Salmschichten aufgelagert sind.

Unteres Unter-Devon.

Unteres Unter-Devon (Schichten von Weismes, Gedinneschichten). Dasselbe erscheint in zwei Stufen, wovon die untere aus Conglomeraten und Quarziten, dann weissem Quarzsandstein und kaolinreichem Sandstein (Arcose) besteht. Die Conglomerate sind meist grober und sehr fester Beschaffenheit, sie schliessen Geschiebe von Quarzit, Grauwacke und weissem Quarz ein, welche oft Faust-, nicht selten auch Kopfgrösse erreichen. Die Arcosen sind fein- und grobkörnige Sandsteine von meist weisser, hellgrauer und röthlicher Färbung. Dieselben sind bei Weismes, am Wege nach Malmedy vielfach durch Steinbrüche aufgeschlossen, ebenso an der Bahn von Weismes nach Malmedy, dann auch südwestlich von Ondenval. Die Schichten, oftmals dicke Bänke, fallen bis zu 40^0 gegen SO. ein. Westlich von Montenau am östlichen Gehänge von Wolfsbusch kommen viele Blöcke von Conglomerat und Arcosen vor; 70—80 Meter über dem Amelthal im Walde des Wolfsbusch ragt ein Fels von grobem Conglomerat hervor, dessen Schichten Stunde 3 streichen und 40^0 gegen SO. einfallen. Viele Blöcke von Conglomerat und Arcose liegen am Waldrande, westlich vom Schwarzen Venn bei Born (Blatt Recht), dann zu beiden Seiten der Strasse von Born nach Engelsdorf (1—2 Kilometer von Born) und im Emmelser Walde. Westlich vom Wege von Recht nach Rodt (Blatt St. Vith) sind auf der Höhe im Emmelser Wald die Conglomerate und Arcosen durch eine grössere Anzahl sehr alter Steinbrüche, die z. Th. 10—15 Meter Tiefe haben, aufgeschlossen, in denen Mühlsteine gewonnen worden sind. Im südwestlichen Fortstreichen der in den Steinbrüchen aufgeschlossenen Schichten ragt auf der rechten Seite des Rechter Baches eine hohe Felskuppe hervor, die aus grobem Conglomerat Quarzit und Arcose besteht. Streichen der Schichten Stunde 6

mit 50^0 SO. Einfallen. Auf den sogenannten Hucken, westlich von der Schlommefurth (Rodtler) Mühle kommen wieder eine grosse Anzahl alter Pingen vor, die von ausgedehntem Steinbruchsbetrieb herrühren. Die hier aufgeschlossenen Conglomerate, Quarzite und Arcosen sind von derselben Beschaffenheit wie im Emmelser Walde. Der auch hier von SW. nach NO. verlaufende Pingenzug liegt nicht in dem unmittelbaren Fortstreichen von dem im Emmelser Walde, sondern 800—900 Meter im Hangenden, jedenfalls in Folge einer Verwerfung, die von SO. nach NW. streicht. Weiter nach SW. verlaufen die Conglomerate und Arcosen über die belgische Grenze nach Salm Chateau, wo sie ebenfalls durch Steinbrüche aufgeschlossen sind.

Nordwestlich von Weismes sind die Conglomerate und Arcosen auf dem Plateau zwischen Libomont und G'doumont viel verbreitet; im Warchethal, 500 Meter unterhalb Reinhardstein, treten sie in hohen Felswänden hervor und fallen steil gegen SO. ein. — E. KAYSER fand bei Arimont auf der Südseite des von Weismes nach Malmedy führenden Thales ca. $^1/_2$ Stunde südlich von G'doumont in der Arcose Versteinerungen: eine ziemlich grosse, stark querverlängerte *Chonetes*-Art, kleine Einzelkelche von *Cyathophyllum*- und *Cystiphyllum*-Arten und *Rensselaeria strigiceps.* Zwischen G'doumont und Walk kommen an zwei Stellen Abdrücke und Kerne von Versteinerungen in der Arcose vor, die nicht sehr deutlich sind. DEWALQUE hat schon vor vielen Jahren eine grössere Anzahl Versteinerungen hier gefunden, die von DE KONINCK beschrieben sind, nämlich *Athyris rustica, A. reticularis* var. *aspera, Chonetes Omalina, Leptaena rigida, Cystiphyllum profundum, Spirifer Dumontianus, Rhynchonella aequicostata.*

Die obere Stufe der Schichten von Weismes besteht aus einem Wechsel von dickeren und dünneren, rothen, grünen und blauschwarzen phyllitischen Schiefern mit schiefrigem Sandstein und Grauwacke. Der Schiefer ist häufig violet gefleckt und zeigt oft unregelmässige Höhlungen. Diese Schichten sind vielfach aufgeschlossen bei Montenau, Weismes und besonders gut entblösst im Warchethal zwischen Reinhardtstein und Champagne, wo dieselben mit $45—60^0$ gegen SO. einfallen.

Mittleres Unter-Devon.

Der Taunusquarzit ist am Südrande des Emmelser Waldes, nördlich und südwestlich von Nieder-Emmelser Heide durch viele kleine Steinbrüche aufgeschlossen; er dehnt sich von da als $^1/_2$—1 Kilometer breiter Streifen gegen SW. über Rodt und Oberst-Krombach in's Belgische und von Nieder-Emmelser Hütte gegen NO. nach Born hin aus. Hier dürfte der Taunusquarzit an einer grossen von SO. nach NW. streichenden Verwerfung abschneiden, auf deren nordöstlicher Seite er bei Faimonville durch Steinbrüche aufgeschlossen ist. Von da setzt er über Belair weiter fort und ist am rechten Ufer der Warche unterhalb Weywertz (Blatt Bütgenbach) und dann in Steinbrüchen westlich von Elsenborn entblösst.

Der Taunusquarzit ist hier meist von geringer Festigkeit und geht oft in quarzitischen Sandstein über; er ist weiss, grau und gelblich gefärbt und tritt in Bänken bis zu $^1/_2$ Meter Stärke auf. Die Quarzitschichten streichen nordwestlich von Rodt (Blatt St. Vith) in Stunde 5 und fallen mit 45° gegen SO. ein; bei Born streichen sie Stunde 3 mit 60° SO. Einfallen.

Das Material, welches in den Steinbrüchen westlich von Elsenborn gewonnen wird, dient als Werkstein, das aus den Steinbrüchen bei Belair, Faimonville und nordwestlich von Emmels zum Strassenbau.

Die obere Stufe des mittleren Unter-Devon, der Hunsrück-Schiefer, nimmt in der St. Vither Gegend eine Breite von nur 6—7 Kilometer ein, nämlich von Nieder-Emmelser Heide bis Wiesenbach, südöstlich von St. Vith. Dagegen erreicht er östlich von Weismes zwischen Weywertz und Mürringen (Blatt Bütgenbach) eine solche von 10 Kilometer. Auch in der südwestlichen Fortsetzung, jenseits der belgischen und luxemburgischen Grenze, dehnt er sich in ansehnlicher Breite zumal in der Gegend von Ulflingen aus. In seiner typischen Entwickelung, meist als dünnblättriger, blauschwarzer Schiefer von mattem Ansehen, kommt der Hunsrück-Schiefer bei St. Vith, sowie nördlich von da nahe der Grenze gegen den Taunusquarzit bei Nieder-Emmelser Heide, ferner östlich von St. Vith am Prümerberg vor. Auch in der Gegend

von Amel (Blatt Meyerode), woselbst früher eine kleine Gewinnung darauf bestand, und Bütgenbach erscheint er stellenweise als mehr oder weniger dunkelblättriger Schiefer von meist blauschwarzer Farbe. Sonst ist der Hunsrück-Schiefer hier gewöhnlich dickschiefrig, eben- und unebenflächig, zeigt vielfach eine wellige und wulstige Oberfläche und eine stengelige und griffelförmige Absonderung; ausser blauschwarz ist er grauschwarz, zuweilen auch gelblich und röthlich gefärbt. Er wechselt oft mit dickeren und dünneren Bänken von Grauwacken- und quarzitischem Sandstein in der Stärke von 0,5—1 Meter.

Die Schichten streichen von SW. nach NO. zwischen Stunde 4 und 5 und fallen meist gegen SO. bis zu 60° ein. An der Grenze gegen die auflagernden Unter-Coblenz-Schichten erscheint besonders häufig ein Wechsel von mehr oder weniger dickem Schiefer mit Grauwacke und quarzitischem Sandstein. Organische Reste sind in dem Hunsrückschiefer nirgends angetroffen worden.

Oberes Unter-Devon (Coblenzschichten).

Die unteren Coblenzschichten beginnen im Hangenden der Hunsrückschiefer etwa $1^1/_2$ Kilometer südöstlich vom Bahnhof St. Vith und dehnen sich in die Breite bis zur Our hin aus, ein ca. 7 Kilometer breites Band bildend. Die Grenzlinie zwischen dem Hunsrückschiefer und den unteren Coblenzschichten dürfte von der luxemburgischen Grenze zwischen Aldringen und Espeler (Blatt St. Vith), dann über Thommer Mühle, Galhausen, Wiesenbach, Walerode (Blatt St. Vith) und von da über Wehreth und Honsfeld (Blatt Meyerode) verlaufen. Die unteren Coblenzschichten sind am besten in den Bahneinschnitten zwischen Wiesenbach und Bahnhof Lommersweiler (Blatt St. Vith) aufgeschlossen; sie erscheinen in mehr oder weniger dicken Bänken von feinkörnigem Sandstein, der oft in Quarzit übergeht; dieselben wechsellagern mit dicken und dünnen Schiefern. Die Schiefer sind oft hell- und dunkelgrau, mitunter auch blaugrau und schwarz gefärbt.

Biegungen, Faltungen und Knickungen, Sattel- und Muldenbildungen kommen oft vor.

Pyrit ist in grösseren und kleineren Krystallen häufig im Schiefer ausgeschieden, sowie Milchquarz in Adern und Gängen.

(Bahnhof Lommersweiler und zwischen Klein- und Gross-Hardt, östlich von Grüfflingen.) Thierische Reste haben sich an folgenden drei Stellen gefunden: nordöstlich von Maspelt, bei Hasselbach (westlich vom Bahnhof Lommersweiler), dann am Wege von Oudler nach Thommen, und zwar *Pleurodictyum problematicum*, Tentaculiten, undeutliche Zweischaler, Bruchstücke von Spiriferen und Crinoiden.

Tertiär.

Tertiär kommt westlich und südwestlich von St. Vith vor und besteht in Ablagerungen von Lehm, stellenweise auch Thon bis zu 1 Meter Mächtigkeit, mit einzelnen, mehr oder weniger abgerundeten Quarzgeröllen und zwar auf den kleinen Plateaus südlich von Hinderhausen, am Wege nach Weisten, auf dem Hasselt zwischen Hinderhausen und Neundorf, auf dem Gericht zwischen Braunlauf und Grüfflingen, zwischen Thommen und Aldringen und dann an der belgischen Grenze westlich von Hinderhausen und Maldingen.

Ausgedehnte tertiäre Ablagerungen findet man auf den Höhen in der Umgegend von Malmedy. Bei Bernister, nördlich von Malmedy, ist gelblicher Thon, gelber und weisser Sand 3—4 Meter mächtig aufgeschlossen, damit kommen faustgrosse, weisse Quarzgerölle und Quarzconglomerat in Blöcken vor. Quarzgerölle bedecken das Plateau Aisance de Meiz, nördlich von Beurnenville.

Auf der Höhe von Chôdes, links vom Wege nach Walk, sind Gruben, in denen Quarzgerölle aufgeschlossen sind; mitunter kommen hier auch Geschiebe von Chalcedon und Feuerstein vor, in denen sich kleine Echinoïden fanden.

E. Holzapfel: Die cambrischen und ältesten Devon-Schichten in der Gegend von Aachen.

Die ältesten palaeozoischen Ablagerungen der Gegend von Aachen sind schon öfter Gegenstand von Mittheilungen gewesen. Nachdem von Dechen 1876 über die devonischen Conglomerate in der Umgebung des Cambrium im Hohen Venn berichtete (Verh. des Nat.-hist. Vereins von Rheinland 1876), habe ich 1882 in derselben Zeitschrift eine Studie über die Lagerung des Devon

zwischen Roer- und Vichtthal veröffentlicht. Beide Arbeiten waren das Ergebniss einzelner Excursionen, vor Allem von Begehungen der Thalprofile, die bei den schwierigen Lagerungsverhältnissen unmöglich endgiltige Resultate ergeben konnten. In späteren Publicationen von GOSSELET und DEWALQUE, also von Forschern, denen eine ausgezeichnete Kenntniss der gleichen Ablagerungen im Gebiet der belgischen und französischen Ardennen zur Seite steht, sind denn auch mehrere der in meiner Arbeit mitgetheilten Beobachtungen und der gegebenen Deutungen bestritten und corrigirt worden, ebenso wie Angaben VON DECHEN's mehrfach richtig gestellt wurden. Die geologische Specialaufnahme der letzten Jahre hat ergeben, dass meine Auffassung in der That in vielen Fällen unrichtig war, vor Allem die im Anschluss an VON DECHEN vertretene Ansicht von dem Nichtvorhandensein der Discordanz zwischen Cambrium und Devon. Dass eine solche thatsächlich vorhanden ist, unterliegt keinem Zweifel mehr. Ausserdem scheinen aber auch noch höhere Unter-Devonschichten eine übergreifende Lagerung zu besitzen, was freilich noch nicht in der gleichen Weise sichergestellt ist. Andrerseits zeigen die Darstellungen der Karte, welche GOSSELET seinem grossen Werke l'Ardenne beigegeben hat, sowie die geologische Uebersichtskarte Belgiens von DEWALQUE in den einschlägigen Verhältnissen mancherlei Ungenauigkeiten, wie das ja bei derartigen Karten nicht anders sein kann, vorzüglich in einem Gebiet, welches niemals im Detail erforscht wurde. Auch die meiner Arbeit beigegebene Kartenskizze giebt, wie nach dem Gesagten natürlich erscheinen muss, ein unrichtiges Bild von dem Bau des betreffenden Gebietes. Es erscheint daher zweckmässig, eine kurze Uebersicht über die Verbreitung der beiden cambrischen Stufen und der tiefsten Devonstufe zu geben, und ihre Entwickelung zu schildern, wenn auch die Studien dieser Ablagerungen noch nicht zum Abschluss gediehen sind, zumal die Veröffentlichung der betreffenden Specialkarten noch einige Jahre ausstehen wird.

Das Cambrium besteht auf den Blättern Eupen, Rötgen, Stollberg, Lendersdorf und Nideggen aus zwei Stufen, die sich genau mit den im belgischen und französischen Ardennengebiet

unterschiedenen Abtheilungen decken, einer unteren aus Quarziten und Phylliten, und einer oberen aus Quarzphylliten und Phylliten bestehenden.

Die erstere, das Système Revinien DUMONT's, die Assise des Hautes Fanges GOSSELET's, wird zweckmässig als die Venn-Stufe bezeichnet — von der grossen Verbreitung im Hohen Venn — und baut sich auf aus Quarziten und stets dunkel gefärbten, schwarzen oder schwarzblauen Phylliten. Die Quarzite sind im Gebiete der genannten Blätter vielfach hellfarbig, oft weiss. Die sonst so verbreiteten oder vorwaltenden dunklen bis schwarzen Farben trifft man verhältnissmässig selten. Gewöhnlich ist das Gestein von zahlreichen Quarzadern durchzogen, dünnplattig bis mässig dick, selten dick geschichtet, und bildet Lagen von wenigen Centimetern bis zu vielen Metern, die durch Phyllite von einander getrennt sind. Gute Aufschlüsse sind selten, wegen der starken Schotterbildung des Quarzites. Selbst an steilen Thalrändern, wie im Weserthal bei Eupen, ist Alles von Quarzitschutt bedeckt, der die Schiefer fast ganz verhüllt, und auf den Höhen treten diese überhaupt nicht hervor. Gut zu beobachten ist die Zusammensetzung der Stufe u. A. im Hillthal bei Eupen und im Thale des Dreiläger- und Vichtbaches zwischen Lammersdorf und Rott. — Von anderen Gesteinen als den genannten wurde nur bei Lammersdorf ein ziemlich grobkörniger, grau gefärbter und glimmerreicher Sandstein beobachtet. — Im Hillthal bei Eupen liegt die nördliche Grenze der Stufe bei der Kammgarnspinnerei, und die hier hervortretenden Quarzitfelsen bestehen aus typischen Venn-Quarziten. Auch die aus mächtigen Blöcken bestehenden Rosseln und die anstehenden Klippen der Binster-Felsen (im Volksmunde Binster-Rotschen genannt), welche VON DECHEN für unterdevonisch hielt, sind zur Vennstufe zu rechnen. Im Weserthal liegt die obere Grenze dicht unterhalb der Mündung des Getzbachthales, auf der Höhe zwischen Hill und Weser aber ist sie undeutlich. Hier liegen in grosser Verbreitung unterdevonische Gesteine in Brocken und Blöcken umher, und stehen an den Sammelteichen der Eupener Wasserleitung an, und zwar Gesteine, die nicht dem tiefsten Unter-Devon angehören. Weiterhin liegt

an dem Gehänge des Hillthales, oberhalb der Binster Felsen, eine durch die Lagerungsform der Schichten erkennbare kleine Mulde der Gedinne-Stufe, welche über die Höhe nach dem Weserthal zu bisher nicht verfolgt werden konnte. Sehr wahrscheinlich stammen aber aus ihr die Conglomeratbrocken, welche E. KAYSER 1870 im Chausseegraben an der Chaussee von Eupen nach Montjoie beobachtete.

Vom Weserthal aus läuft die Grenze der Vennstufe dicht nördlich des Forsthauses Mospert vorbei, auf Münsterbildchen an der Strasse Rötgen-Schmidhof zu. Im Rotter Wald, am Struffelt, springt sie dann plötzlich stark nach S. zurück, in welcher Weise, ist noch nicht aufgeklärt, verläuft dann am Schüttelpuhl und in der Rothen Kaul wieder in normaler Richtung in einer Entfernung von etwa 2000 m von dem Kamm des Rückens Langschoss. Oestlich der Strasse Jägerhaus-Zweifall wendet sie sich steiler nach NNO. und tritt auf Blatt Stollberg über, erreicht aber Blatt Lendersdorf bezw. das Wehethal nicht mehr. Die Südgrenze der Venn-Stufe ist auf Blatt Eupen nicht vorhanden, auf Blatt Rötgen läuft sie dicht am Bahnhofe Lammersdorf, ziemlich steil nach NNO. gerichtet, etwas südlich des Jägerhauses vorbei durch den Todtenbruch. Das Wehethal erreichen die Schichten der Venn-Stufe nicht mehr. Solcher Gestalt bilden die Quarzite und Phyllite der Venn-Stufe eine Zone, welche südlich von Eupen noch eine bedeutende Breite besitzt, von der Kammgarnspinnerei im Hillthal bis fast zur Richel-Ley bei Reichenstein im Roerthal, d. h. fast 15 Kilometer. Beim Jägerhause auf Langschoss beträgt die Breite nur noch ca. 3 Kilometer und das Wehethal erreichen, wie erwähnt, die Schichten der Venn-Stufe überhaupt nicht.

Auf beiden Seiten wird die Venn-Stufe von einer Zone von Schichten der Salm-Stufe begleitet, die eine sehr wechselnde Ausbreitung besitzt.

Bei Eupen ist die nördliche dieser Zonen sehr schmal, im Hillthal kaum 200 Meter breit; beim Forsthaus Mospert und bei Vennkreuz mag die Breite 700—1000 Meter betragen — genau liess sie sich noch nicht feststellen —, und je weiter nach N., um so breiter wird die Zone. Auf der südlichen Zone liegt

der Ort Lammersdorf. Von hier zieht sie in einer Breite von über 1 Kilometer durch den Rollesbroicher Wald und den Todten Bruch. Im Wehethal und dessen Umgebung besitzen dann die Salm-Schichten eine ausserordentliche Ausbreitung, indem sie fast durchweg die Gehänge dieses Thales und seiner Nebenthäler bilden. Die nördliche Grenze verläuft demzufolge sehr unregelmässig. Von Eupen an zieht sie mit normaler Richtung ungefähr bis Rott, springt hier mit der tieferen Stufe nach S. zurück und läuft dann auf das Forsthaus Jägersfahrt im Hasselbachthal zu. Von hier aus hat sie im Allgemeinen eine nördliche Richtung, läuft aber nicht gradlinig, sondern springt, offenbar an Verwerfungen, treppenförmig mehrmals nach NW. vor, bis in das Thal westlich vom Forsthause Süssendell, folgt dann wieder dem Schichtenstreichen bis Bend, um hier von Neuem eine SO.-NW.-Richtung anzunehmen, bis in die Nähe der Strasse Gressenich-Schewenhütte. Weiterhin fällt sie eine kleine Strecke zusammen mit dem Wehethal, verlässt dieses aber schon halbwegs zwischen Schewenhütte und der Bleimühle, verläuft aber in ganz geringer Entfernung von ihm über die Höhe, sodass die an dem östlichen Thalrand anstehenden devonischen Gesteine nur eine schmale Coulisse bilden. Bei der Mündung des oberhalb Pützmühle sich öffnenden Seitenthales streicht die Grenze des Cambrium wieder im Wehethal aus, und folgt diesem bis zur Mündung des Sürbaches. Dann springt sie einige 100 Meter nach SO. zurück, folgt darauf wieder dem Streichen der Schichten bis etwa halbwegs Jüngersdorf und trifft hier mit der südlichen Begrenzung unter einem spitzen Winkel zusammen. Diese Südgrenze verläuft von dem genannten Vereinigungspunkt in flachem, nach O. convexem Bogen bis zur Lauvenburg, folgt dann dem Lauf des nach S. ansteigenden Thales, wendet sich dann im Bogen nach O. bezw. ONO. über die Höhe und folgt etwa dem Thale des Forellenbaches, biegt aber bald nach S. um, durchquert den Schwarzenbroicher Bach etwa 1 Kilometer unterhalb der Klosterruinen, und behält auch bis über den Ursprungsbach hinaus noch die NS.-Richtung bei, wendet sich dann aber mehr nach SW. und erreicht das Thönbachthal dort, wo dieses die scharfe Biegung nach S.

macht, biegt aber sofort wieder nach NO. um, bis zu dem scharfen Knick, den der Renn-Weg auf der Höhe des Hochwaldes macht, wo sie sich wieder nach SW. wendet, und, mehrfach verworfen, das Thönbachthal dort wieder erreicht, wo die in diesem entlang führende Strasse in mehreren starken Krümmungen zur Höhe anzusteigen beginnt. Von hier aus nimmt sie im Allgemeinen einen nord-südlichen Verlauf mit schwacher Abweichung nach W., sodass sie das Wehethal erst südwestlich von Germeter schneidet. Im Einzelnen ist der Verlauf auf dieser Strecke noch nicht festgelegt, ebensowenig wie der weiteren, nunmehr wieder eine südwestliche Richtung annehmenden Fortsetzung, in der sie in geringer Entfernung von den Quarziten der Venn-Stufe auf den südlichen Ausgang von Lammersdorf und von hier nach Paustenbach streicht. Dieses oftmalige Vor- und Zurückspringen der oberen Grenze des Cambrium ist theils auf Faltungen zurückzuführen, besonders auf der Südseite, theils aber auf Verwerfungen, besonders auf der Nordseite, Verwerfungen, die zuweilen eine grosse Bedeutung haben, und im weiter nördlich liegenden Gebiet z. Th. schon lange bekannt sind. So scheint die senkrecht zum Schichtenstreichen verlaufende Grenze zwischen Bend und Gressenich die südliche Fortsetzung der Sandgewand des Eschweiler Kohlenreviers zu sein. Dass diese grosse Störung noch weiter nach SO. zieht, erkennt man in dem einförmigen Phyllitgebiet an dem gelegentlichen Auftreten von Gangbreccien, in denen Schieferbrocken durch ein spärliches, schwach eisenschüssiges Cement lose verkittet sind. Nichts anderes als eine solche Gangbreccie ist auch das Gestein, welches von Dechen am Wege von Schewenhütte nach Schwarzenbroich beobachtete (Verhandl. des Naturhist. Vereins von Rheinl. u. Westf. 1876, S. 11) und für das Basel-Conglomerat des Gedinnien hielt. Wie Gosselet angiebt, stehen an diesem Wege nur cambrische Phyllite und Quarzphyllite an. Typische Quarzphyllite sind auch die gelegentlich roth gefärbten Gesteine, welche oberhalb Schewenhütte im Wehethal in einigen Brüchen gewonnen werden, um als Werksteine, vor allem als Belagplatten Verwendung zu finden. von Dechen hielt dieselben gleichfalls für unterdevonisch.

Innerhalb dieser weiten, vom Cambrium eingenommenen Gebiete wechseln Quarzphyllite mit Phylliten in scheinbar ganz regelloser Weise ab, bald herrscht das eine, bald das andere Gestein auf weite Strecken vor, ohne dass sich bisher hätte erkennen lassen, welches eine höhere und welches eine tiefere Lage einnimmt. — In die Salm-Stufe gehören auch die Dachschiefer des Wehethales, in denen als Seltenheit dünne Lagen von Wetzschiefer vorkommen, die weiter im S. häufiger sind. Andere Gesteine sind nur in geringer Entwickelung vorhanden. Zu erwähnen ist, dasss innerhalb der Quarzphyllite die quarzitischen bezw. sandigen Lagen gelegentlich dicker, als gewöhnlich, werden, wie im unteren Thönbachthal, bei Schewenhütte, südlich von Süssendell u. a. O., während die schiefrigen Lagen stark zurücktreten, sodass das Gestein den Eindruck eines Grauwackensandsteines macht. Ganz vereinzelt — im Thale des rothen Baches — haben solche Lagen auch wohl ein gröberes Korn, und nehmen reichlich Glimmerschüppchen auf.

Von Versteinerungen wurde bisher nur *Dictyonema* beobachtet, am häufigsten an der neuen Strasse, welche von Hürtgen in das Wehethal führt, kurz bevor sie dieses erreicht. —

An die oben skizzirte Grenzlinie des Cambriums stösst das Unter-Devon, aber mit verschiedenen Schichtencomplexen. Die unteren Stufen des Unter-Devon scheinen eine übergreifende Lagerung zu besitzen.

Die tiefste Unter-Devonstufe ist die von Gedinne. Sie besteht normal aus zwei Unterabtheilungen, einer tieferen, aus einem Basal-Conglomerat — Conglomerat von Fepin — und Arcosen bestehend, und einer oberen, die sich aus bunten — grünen, violetten und rothen — Schiefern und sehr charakteristischen grünen, grobkörnigen Quarziten aufbaut. Nirgendwo in dem Gebiet der genannten Kartenblätter[1]) wurde indessen in einem Profil die vollständige Reihenfolge dieser Schichten beobachtet, und vor allem ist die untere Abtheilung meist unvollständig. So scheinen die Arcosen auf der Nordseite des Cambrium zu fehlen.

[1]) Mit einer Ausnahme (Lammersdorf), wo aber die Lagerungsverhältnisse wenig klar sind.

In der Gegend von Lammersdorf wurde das Basal-Conglomerat bisher nur an einer Stelle beobachtet, und zwar bei der Neuen Mühle an der Strasse nach Simmerath. Hier hebt sich aus den devonischen Schichten ein schmaler Sattel von cambrischen Phylliten heraus, der aber nur in der Thalsohle zu beobachten ist, und nicht bis zur Höhe durchzustossen scheint. Es bildet so die Gedinne-Stufe von Lammersdorf eine Mulde, wie es scheint von nicht sehr einfachem Bau, der durch die Discordanz des Devon, die sich hier aus dem Kartenbilde ergiebt, noch verwickelter erscheint. Auf dem Südflügel, im Walde bei der Neuen Mühle, tritt das Conglomerat in ansehnlichen Felsen mit rasch wechselndem Streichen (h. 4—h. 11) auf, lässt sich aber nur einige hundert Meter weit verfolgen. Auf dem Nordflügel der Mulde, also auf dem Südflügel des cambrischen Hauptsattels, wurde das Conglomerat nicht beobachtet. Die Gesteine, welche von Dechen als solches angiebt, bei Paustenbach, Bickerath und am Lammersdorfer Schützenplatz sind Sericit-Quarz-Phyllite, und mit Gosselet und Dewalque als metamorphosirte Arcosen anzusehen, wie denn fast auf dem ganzen Südflügel die tiefere Zone der Gedinnestufe, wo sie überhaupt auftritt, theilweise auch die höhere, metamorphosirt erscheint. — Die festen Conglomerate ferner, zwischen der Lammersdorfer Mühle und Rollesbroich, gehören wohl einem höheren Niveau an, über den bunten Schiefern. Das erste Auftreten des echten Basal-Conglomerates auf der Grenze gegen den cambrischen Sattel wurde am Peterberge, östlich vom Forsthause Jägerhaus beobachtet. Hier findet es sich in losen Blöcken am Anfange der in's Wehethal hinabführenden Forststrasse, von wo es von Dechen erwähnt, in der Sohle des Peterbaches, sowie des Baches, der in diesen oberhalb Kallbrück mündet, und steht auf dem Peterberge im Walde in mehreren Felsen an. Der genaue Verlauf konnte aber noch nicht festgestellt werden, scheint aber wenig regelmässig zu sein. Im Wehethal abwärts wurde das Conglomerat nicht beobachtet. Nach von Dechen soll es westlich von Germeter, sowie im Walde Loscheid anstehen. Diese Gebiete sind noch nicht untersucht worden. Es fehlt an der Strasse von Grosshau in's Wehethal,

ist dagegen im Thönbachthal auf der Grenze von Cambrium und Devon in einen alten Steinbruch aufgeschlossen, und besonders in dem Nebenthale des Thönbaches, das unterhalb des Forsthauses Grosshau mündet. Hier steht es in ansehnlichen Felsen an, die jetzt z. Th. bei der Anlage eines neuen Forstweges weggebrochen worden sind. Am Ausgange des nächst nördlichen Seitenthales liegt gleichfalls auf der Grenze von Cambrium und Devon eine schwache Conglomeratlage. Die Schichten sind in diesem Gebiet stark verworfen und in kleinere Falten gelegt, und der Zusammenhang der einzelnen Vorkommen ist noch festzulegen. Weiter nach N. wurde nirgends an der unteren Grenze des Devon das Conglomerat beobachtet. Es scheint hier zu fehlen und ebenso auf der Nordseite des Cambrium bis in die Gegend von Eupen. Es finden sich zwar an mehreren Stellen Conglomerate, sie gehören aber durchweg einem höheren Niveau an, wie das Conglomerat von Rollesbroich. — Wo auf der Südseite des Cambrium das Basal-Conglomerat auftritt, erscheint es metamorphosirt. Das Bindemittel der Gerölle, die vorwiegend aus Quarz bestehen, ist meist ein sericitisches Mineral.

Bei Eupen tritt das Conglomerat besonders schön im Weserthal bei der Försterei Langesthal an beiden Thalrändern auf, am südlichen in mehreren Zügen, was eine Muldenbildung andeutet, obwohl die Lagerung nicht zu erkennen ist, während sie im Hillthal deutlich ist. Hier sind die Conglomerate auf beiden Muldenflügeln nur von geringer Mächtigkeit. Ob es von hier nach NO. hin, in der Gegend von Venn-Kreuz, im Ketteniser und Raerener Wald vorhanden ist, bedarf noch der Aufklärung. —

Während auf der Südseite des Cambrium das Verhältniss des Conglomerates zu den unterlagernden Salm-Schichten nicht klar erkannt werden kann, zeigt das Profil am Forsthaus Langesthal im Weserthal auf das Klarste die Discordanz zwischen beiden.

Die Arcose von Weismes ist in normaler Ausbildung im Gebiete der untersuchten Kartenblätter nicht entwickelt. Wo sie auftritt, erscheint sie in weitgehender Metamorphosirung, welche

naturgemäss in erster Linie die Feldspath-, bezw. Kaolin-Bestandtheile ergriffen hat, in vielen Fällen aber auch eine Umkrystallisirung des Quarzes bewirkte. Nur dort, wo die ersteren stark zurücktreten, wie in einigen Bänken am Schützenplatze von Lammersdorf, gleicht das Gestein noch den normalen Arcosen der Gegend von Weismes und Recht.

Wie erwähnt, fehlt die Arcose auf der ganzen Nordseite des Cambrium. Hier folgen über dem Basal-Conglomerat, wo dieses auftritt, unmittelbar die bunten Schiefer. Aber auch auf der Südseite ist sie auf der Strecke von Jüngersdorf bis nach Hürtgen hin nicht beobachtet, und noch im Thönbachthal liegen, wie im Weserthal, bunte Schiefer unmittelbar über dem Conglomerat. In der Gegend von Lammersdorf ist die Arcose dagegen stark entwickelt und am Schützenplatz, an der Neuen Mühle, bei Bickerath etc. gut aufgeschlossen. Die Sericit-Quarz-Phyllite, in derben Bänken anstehend, bilden gern vorspringende Felspartien; viele kleinere Steinbrüche sind in ihnen geöffnet, da das Gestein, besonders die quarzreichen Abänderungen, als Wegebau-Material viel verwandt wird.

Von hier zieht die Zone der metamorphosirten Arcosen nach NO. durch den Rollesbroicher Wald nach dem Petersberg. Da die östlichen Gehänge des oberen Wehethales und die hier einmündenden Nebenthäler noch nicht untersucht sind, ist die nördliche Endigung der Arcosezone noch nicht bekannt. —

Die obere Abtheilung der Gedinne-Stufe, von GOSSELET als Schistes bigarrés de Beaumont bezeichnet, tritt in charakteristischer Ausbildung vornehmlich in der Gegend von Lammersdorf auf, wo die Gehänge des oberen Kallthales bis zur Kommerscheider Brücke einen ausgezeichneten Einblick in diese Zone gewähren. Sie besteht hier aus bunten, meist violetten und grünen, oft gefleckten und geflammten Schiefern, mit stark glänzenden Schieferflächen, und von phyllitischem Aussehen, ein Zeichen, dass hier auch diese höheren Schichten der Gedinne-Stufe metamorphosirt sind. Manche Lagen enthalten zahlreiche, unregelmässig gestaltete, selten über haselnussgrosse Löcher, welche mit einem schwarzbraunen Mulm angefüllt sind, offenbar dem Rückstand von aufge-

lösten Kalkknöllchen. Zwischen den Schiefern treten Quarzitlager von verschiedener Mächtigkeit auf. Das Gestein ist meist dünn geschichtet, bis dünnplättig, grobkörnig, mit vielen hellen Glimmerschüppchen auf den rauhen Schichtflächen und von sehr charakteristischer, hellgrüner Färbung.

In dieser Zusammensetzung lässt sich die Zone durch den Rollesbroicher Wald in's obere Wehethal verfolgen, doch treten hier Quarzite nur vereinzelt auf. Noch im oberen Thönbachthal treten die bunten Schiefer in ihrer charakteristischen Beschaffenheit und gelegentlich kleine Knöllchen von unreinem Kalk enthaltend, aber ohne phyllitisches Aussehen, in der Nähe des Forsthauses Grosshau auf. Andererseits aber finden sich hier schon in ansehnlicher Verbreitung Schiefer von brennendrother Farbe, aber noch mit den Zwischenlagen der bezeichnenden Quarzite. Am nördlichen Abhang des Hochwaldes sind ganz ähnliche, oder gleiche rothe Schiefer in grosser Ausdehnung vorhanden, aber die mit ihnen wechselnden sandigen Gesteine haben eine abweichende Beschaffenheit, es sind verschieden, meist aber gelb-grau gefärbte Arcose-Quarzite, mit zahllosen, bis stecknadelknopfgrossen Körnchen von weissem, grauem oder gelbem Kaolin. Ganz gleiche Gesteine finden sich weiter südlich bei Simmerath, Witzerath und Rollesbroich im Hangenden der bunten Gedinne-Schiefer, wechseln hier aber nicht mit rothen, sondern mit blauen und grauen Schiefern. Es ist z. Z. noch zweifelhaft, ob diese Gesteine noch der Gedinne-Stufe oder einer anderen angehören, etwa der Siegener Stufe, wohin sie GOSSELET wenigstens theilweise rechnet. Typische Gedinne-Schichten, welche bei der gleichartigen Ausbildung der rothen Schiefer auch in höheren Schichten, nur an den grünen Quarziten erkannt werden können, sind am ganzen Nordabfall des Hochwaldes, am Knosterberg und im Meroder Wald noch nicht beobachtet worden. Allenthalben scheinen hier die Arcose-Quarzite z. Th. mit rothen Schiefern wechselnd, unmittelbar dem Cambrium zu folgen. Nur in einem kleinen Steinbruch, etwa 500 Meter südlich der Laufenburg, sieht man einige Bänke der grünen Quarzite unter rothen Schiefern, rothen Sandsteinen und Arcose-Quarziten anstehen, ohne sie an der Oberfläche verfolgen zu

können. — Auch auf der Nordseite des Cambrium fehlen zunächst Gedinne-Gesteine. Bis Schewenhütte stossen die Salm-Schichten in Folge von Verwerfungen an alle möglichen Schichten des Carbon, des Ober- und Mittel-Devon, sowie des höheren Unter-Devon. Südwestlich von Schewenhütte, im Gressenicher Wald, sowie zwischen Forsthaus Süssendell und Mausbach erlangen dann die Arcose-Quarzite wieder eine bedeutende Ausdehnung. Hier erkennt J. GOSSELET in ihnen Taunusien (Siegener Stufe). Das Vichtbachthal erreichen sie aber nicht, sondern schneiden vorher an einer Querstörung ab. Sie erscheinen wieder im Hasselbachthal, und in ihrem Liegenden treten beim Forsthaus Jägersfahrt auch typische grüne Gedinne-Quarzite auf, mit rothen Schiefern wechselnd. Sie bilden nur eine schmale Zone, welche an das Cambrium grenzt, wohl mit einer Verwerfung, lassen sich über die Höhe nach NO. hin nicht verfolgen, und sind auch in beiden Fischbachthälern nicht vorhanden. Wohl aber treten Gedinne-Schichten im Streichen nach SW. im Salchbachthale auf, und sind hier durch einen neuen Forstweg schön entblösst. Der weitere Verlauf nach SW. ist noch nicht bekannt, indessen sind sie beim Forsthaus Rott nachgewiesen, während die hier auftretenden, auch bei VON DECHEN erwähnten, dünnen Conglomeratlagen sehr wahrscheinlich höheren Schichten, der Stufe der Arcose-Quarzite, angehören, in denen solche Conglomeratlagen an vielen Punkten beobachtet werden können. — Erst in der Gegend von Eupen sind die Schichten der oberen Gedinne-Stufe wieder beobachtet worden. Im Weserthal lagern sie auf den Basal-Conglomeraten und führen die bezeichnenden Quarzitzwischenlagen. Die Farbe ist hier noch vorwiegend roth, wenn auch nicht so grell roth, wie weiter nach NO. Daneben treten aber auch vielfach schon violette, violettrothe und grüngefleckte Schiefer auf. An mehreren Stellen sind Bänke mit zahlreichen Knollen eines unreinen Kalkes vorhanden. Ferner finden sich hier die von VON DECHEN erwähnten Conglomerate, in denen die Gerölle durch rothe Schiefermasse verkittet sind. Auch in der kleinen Mulde oberhalb der Binsterfelsen im Hillthal ist diese Lage rother, conglomeratischer Schiefer vorhanden und tritt auf beiden Muldenflügeln zwischen

dem Schiefer auf. Ueberlagert werden die bunten Schiefer auch bei Eupen von den Arcose-Quarziten, die anfangs mit rothen Schiefern wechsellagern, und an mehreren Stellen dünne Conglomeratlagen enthalten, die aus Quarzgeröllen bestehen und ein Bindemittel besitzen, welches mit den Arcose-Quarziten übereinstimmt.

H. Loretz: Bericht über die Ergebnisse der geologischen Aufnahmen von 1898 in der Gegend von Hagen, Hohenlimburg und Iserlohn.

Auf Grund fortgesetzter Begehungen im Gebiete der Blätter Hagen, Hohenlimburg und Iserlohn, sowie angrenzender Gebirgstheile, sind vom Verfasser im dortigen Lenneschiefer zwei Stufen unterschieden und auf der Karte zur Darstellung gebracht worden.

In der älteren Stufe herrschen in beträchtlicher Verbreitung, doch nicht ausschliesslich, mächtige Folgen von festen, zum Theil etwas quarzitisch beschaffenen, Grauwackensandsteinbänken, mit weicheren, thonschieferigen bis schieferthonigen Zwischenbänken, welche Folgen, namentlich in den weicheren Schichten, an der Erdoberfläche leicht einer mehr oder minder tief eingreifenden, secundären Röthung der ursprünglich schwach grünlichen Färbung unterliegen, so dass daraus oft ein einigermaassen buntes Ansehen des anstehenden, wie des mehr schollig als plattig zerfallenen Gesteinsmateriales hervorgeht. Doch giebt es in anderen hierhergehörigen Strecken auch anhaltende Folgen thonschieferiger Zwischenlagen von ziemlich dunkler (dunkelblauschwarzer) Färbung, (bei denen ausnahmsweise auch griffelige Absonderung vorkommt), welche nicht zu der erwähnten Röthung neigen. (Beispielsweise auf Blatt Hohenlimburg im Lennethal bei Obstfeld und an der Dümpeler Leie, sowie abwärts bei Nachrodt und aufwärts an der Südostseite des Wixberges, im Kleff und in der Brachtenbeck bei Altena u. s. w.) Kalk scheint in dieser Stufe zu fehlen, oder tritt doch sehr zurück.

In der jüngeren Stufe herrschen im Ganzen mehr dünnbankige bis plattige, dabei oft uneben wellig geschichtete Folgen von Grauwackenschiefer und -sandstein, mit grauer bis schmutzig

graugrünlicher Färbung, ohne jene secundäre Röthung. Das Gestein wird hier öfters etwas kalkhaltig, ja es legen sich förmliche Kalkzwischenlager, oft reich an Resten von Korallen, auch Crinoiden und anderen Versteinerungen ein.

Bei Vergleichung der westlich angrenzenden Gegend von Schwelm und Barmen zeigt es sich, dass die in den oben genannten Blättern unterschiedenen Stufen und die für die westlichere Gegend schon vor mehr als 10 Jahren von WALDSCHMIDT[1]) aufgestellten Gruppen oder Stufen des »Grauwackensandsteins« und des »Grauwackenthonschiefers« sich im Allgemeinen entsprechen.

Was die ältere Stufe betrifft, so ist eine weitere Eintheilung derselben im Gebiete der oben genannten drei Blätter, bis jetzt wenigstens, nicht gelungen. Doch hat es sich als ausführbar erwiesen, die in der Gegend von Altena, auf Blatt Iserlohn vorkommenden, versteinerungsführenden Schichten von Eileringsen und Hegenscheid, mit der bei einer anderen Gelegenheit[2]) erwähnten, in Spiriferensandsteinfacies erhaltenen Fauna, innerhalb der älteren Stufe, von der sie wohl ein Zwischenlager bilden, kartographisch auszuscheiden. Das betreffende Gestein bricht in mässig dicken, ebenen Platten von recht gleichbleibender Beschaffenheit und ohne wesentliche, anders geartete Zwischenlagen; es ist feinsandig, nicht quarzitisch, und dem entsprechend ist der Verwitterungsboden einigermaassen sandig. Die untere Grenze dieser Schichten, gegen den liegenden Grauwackensandstein, lässt sich beiläufig angeben, wenn sie auch wegen der Gesteinsübergänge nicht scharf ist. Schon im Bereiche der Eileringser Schichten, doch ziemlich tief, liegt mindestens eine Bank, die ganz voll ist von dem in der Literatur öfter als *Rensselaeria* (?) *amygdala* resp. *caiqua* aufgeführten Brachiopod. Die neue Fahrstrasse vom Linscheider Bach bei Altena ostwärts auf die Höhe hat sie angeschnitten. Doch scheint es, dass die genannte Form auch schon erheblich tiefer

---

[1]) Dr. ERNST WALDSCHMIDT, »Die mitteldevonischen Schichten des Wupperthals bei Elberfeld und Barmen«. Elberfeld 1888.

[2]) Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. 1898, Prot. S. 12 ff.

im Grauwackensandstein vorkommt [1]). Auch die Crinoidenstielabdrücke, die in Menge in den Eileringser Platten vorkommen, finden sich schon tiefer im Grauwackensandstein.

Was, abgesehen von der Eileringser Fauna, die Versteinerungsführung dieser Lenneschieferstufe belangt, so gehören die bei einer anderen Gelegenheit [2]) angeführten Formen: *Amnigenia rhenana* Beush., *Modiomorpha* cf. *westfalica* Beush., *Bellerophon* sp., *Discina* sp., hierher. Das Verhalten scheint in der Regel so zu sein, dass zwischen langen Folgen von versteinerungsleeren Schichten einzelne an Petrefacten sehr reiche Lagen liegen. Die Erhaltung pflegt in Form von Steinkernen, mitunter auch Sculptursteinkernen zu sein. Eine mit *Modiomorpha* cf. *westfalica* erfüllte Bank dunklen Schiefers, ganz ähnlich der a. a. O. aus der Gegend von Gevelsberg auf Blatt Hagen erwähnten, habe ich im letzten Sommer im Brachtenbeckthale bei Altena gefunden.

Die Beziehung zwischen unserer jüngeren oder oberen Stufe und dem, was Waldschmidt als »Grauwackenthonschiefer« bezeichnet, ist übrigens derart, dass die Schichtenfolge des letzteren bei Elberfeld-Barmen nur einen Theil derjenigen darstellt, welche unsererseits auf Blatt Iserlohn zur oberen Stufe gezogen worden ist.

Das Hauptgestein ist hier, wie gesagt, ein meist nicht dickplattiger Grauwackenschiefer, der zum Theil rauh, sandig oder glimmerig-sandig ist, zum Theil in's thonschieferige verläuft, in gewissen Bänken auch, wie schon bemerkt, einen Kalkgehalt besitzt und dann braune Verfärbungen erfährt und leicht verwittert. Innerhalb der ganzen Stufe würde das äussere Ansehen des Schiefers ziemlich monoton sein, wenn nicht einzelne anders beschaffene Zwischenlager, namentlich Kalkbänke und gewisse andere Schichten eingeschaltet wären.

Diese letzteren nun sind besonders gut bei Evingsen und bei Ihmert (Blatt Iserlohn), ausserdem auch gut zwischen Pillingsen und Nachrodt (Blatt Hohenlimburg) aufgeschlossen. Sie mögen als Evingser Schichten bezeichnet werden. Sie bestehen aus einer

---

[1]) Ich fand sie im Bereiche der unteren Stufe auch bei Herlsen, westlich von Wiblingwerde, auf Blatt Hohenlimburg.

[2]) Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. 1898, Prot. S. 14 ff.

ziemlich starken Folge von meist ebenschichtigen, sandigen bis thonigen Bänken, die bei der Verwitterung eine gelbe oder braungelbe, mitunter auch rothgelbe Färbung annehmen, wie sie sonst bei den Lenneschiefern nicht gewöhnlich ist. Diese Schichten bilden zwischen der Einförmigkeit der Grauwackenschiefer einen im Allgemeinen gut wiederzuerkennenden Horizont, entziehen sich indess an vielen Stellen der Beobachtung dadurch, dass sie bei ihrer leichten Verwitterung und Zersetzung von dem Schutte der widerstandsfähigeren Grauwackenschiefer, mit denen sie überdies wechsellagern können, zugedeckt werden. An verschiedenen Stellen in der Gegend von Ihmert macht sich die characteristische gelbe Verfärbung nicht geltend, und tritt dafür eine Bleichung oder Bräunung ein, immerhin weichen die betreffenden Bänke von den gewöhnlichen Grauwackenschiefern petrographisch soweit ab, dass ihre Zugehörigkeit zu den in Rede stehenden Schichten sicher ist. Die Abgrenzung dieser gelben Zone nach oben, gegen die sich anschliessenden gewöhnlichen Grauwackenschiefer bleibt übrigens wegen der Gesteinsübergänge und Wechsellagerung etwas unsicher.

Einen zusammengehörigen, aber mehrfach durch Verwerfungen abgeschnittenen und verschobenen Zug dieser gelben Schichten habe ich von Evingsen ab durch den südwestlichen Theil des Blattes Iserlohn nach Lössel, Pillingsen und Nachrodt auf Blatt Hohenlimburg verfolgen können; weiter westlich kenne ich dieselben noch nicht. Ausserdem erscheinen sie im Gefolge streichender Gebirgsverwerfungen an mehreren Stellen weiter nördlich auf Blatt Iserlohn.

Bei Evingsen liegt direct unter den gelben Schichten ein ziemlich starkes Lager von Korallenkalk, in welchem an mehreren Stellen Steinbrüche angelegt sind. Dieser Kalk findet sich in gleicher Lage, wenn auch zum Theil weniger stark und weniger deutlich auch bei Dahlsen, Eichberg, Vosswinkel, westlich von Kesbern, in der Asbeck, und weiter westlich bei Bühr, Lössel und Pillingsen. An den letzteren Orten weicht das Verhalten insofern ab, als der Kalk von gelben Schichten auch unterlagert oder nur unterlagert wird. Wir fassen bis auf Weiteres diesen ganzen Schichtenzug als ein zusammengehöriges Ganzes auf. Bei

Kesbern, Lössel und Pillingsen fand sich im Kalk die Korallenspecies *Cyathophyllum quadrigeminum*, neben anderen Petrefacten[1]). Das Vorkommen von Kalk im Liegenden wiederholt sich auch bei den erwähnten, etwas nördlicher gelegenen Vorkommnissen der gelben Schichten auf Blatt Iserlohn, namentlich bei Bredenbruch; hier wurde zudem die genannte Koralle im Kalk gefunden[2]).

Vielleicht wird es in der Folge möglich werden auch noch die zunächst im Liegenden der soeben beschriebenen Schichten folgende Schieferzone von dem übrigen Grauwackenschiefer abzusondern. Gegenüber dem Letzteren zeichnet sich namentlich im Evingser Thale jene Zone durch einen entschieden mehr thonschieferigen Habitus aus. Es sind hier förmliche Thonschiefer entwickelt, die zum Theil dünnblättrig, auch wohl griffelig zerfallen und stark transversal geschiefert sein können; einige Lagen davon nehmen auch etwas Kalk auf und erinnern an gewisse Tentaculitenschiefer, ohne indess Tentaculiten zu enthalten. So deutlich nun auch die petrographischen Merkmale dieser Schichten hier bei Evingsen hervortreten, so wenig scharf grenzt sich die Zone derselben von den weiter im Liegenden wieder folgenden, härteren Schiefern oder Grauwackenschiefern ab. Da ihre Unterscheidung anderwärts überhaupt Schwierigkeiten macht, so haben wir, für jetzt wenigstens, von einer besonderen Darstellung derselben auf der Karte abgesehen.

Was die Schichtenfolge im Hangenden jener gelben oder Evingser Schichten betrifft, so sind hier bis zur oberen Grenze gegen den Elberfelder Kalk fast anhaltend die gewöhnlichen Grauwackenschiefer entwickelt, deren Einförmigkeit nur dadurch unterbrochen wird, dass sie hier und da etwas kalkig werden — wie man das z. B. im Thal des Ihmerter Baches abwärts von Ihmert, sowie bei Heppingsen im Heppingser Thal sehen kann — und dass sich ausserdem im hangendsten Theil zwei (oder mindestens zwei) Kalkzwischenlager oder -bänke einstellen, welche durchweg auszuhalten scheinen, und von welchen man namentlich das oberste,

---

1) Dieses Jahrbuch für 1896, S. LII.

2) Dieses Jahrbuch für 1897, S. XXVIII.

nicht tief unter der Grenze zum Elberfelder Kalk gelegene, und zugleich stärkere Lager sehr deutlich von Iserlohn bis Deilinghofen[1]), ausserdem auch westwärts von Iserlohn bis an's Lennethal nachweisen kann. Es ist dies das sogenannte zweite Kalklager des Iserlohner Galmeibergbaues. Versteinerungen kommen an verschiedenen Stellen im Grauwackenschiefer der oberen Stufe vor, namentlich da, wo er etwas kalkhaltig wird und ausserdem natürlich in den genannten Kalkzwischenlagern. Bei Iserlohn z. B. in der hangendsten Schieferpartie, sind, wie schon bei einer früheren Gelegenheit erwähnt[2]), *Productus subaculeatus* MURCH., *Chonetes crenulata* F. ROEM. (nicht *minuta* wie es dort hiess), *Streptorhynchus umbraculum* SCHLOTH., *Spirifer subcuspidatus* SCHNUR, *Athyris concentrica* B., *Avicula reticulata* GOLDF. und Anderes gefunden worden.

Die beiden hier unterschiedenen Lenneschieferstufen grenzen im Gebiete der genannten Blätter vielfach unregelmässig, mit Verwerfung aneinander. In der Gegend von Eilpe jedoch, und im benachbarten Selbeckethal, unweit Hagen, glaube ich normale Auflagerung der jüngeren Stufe auf die ältere annehmen zu müssen. Es liegt in der Natur der Sache und entspricht der immerhin grossen Gesteinsähnlichkeit beiderseits, dass die Abgrenzung etwas subjectiv bleibt. In der oberen Stufe stellt sich bald ein Kalkgehalt ein, der sich zunächst durch zerstreut liegende Kalkstücke kundgiebt, worauf dann stärkere und starke Kalkzwischenlager folgen, wie sie bei Eilpe auf beiden Seiten des Volmethales durch Steinbrüche aufgeschlossen sind; sie liegen in verschiedenen Höhen des Profiles und werden durch Grauwackenschieferfolgen getrennt. Aus denselben wurden bei einer früheren Mittheilung[3]) einige Versteinerungen namhaft gemacht, dabei *Cyathophyllum quadrigeminum*, welches besonders bei Delstern oberhalb Eilpe häufig ist. Das Profil schneidet hier aufwärts bald an einer Verwerfung gegen den Elberfelder Kalk ab; es lässt sich noch nicht sagen, wie diese Schichten, nach dem Vorstehenden also die Folge von der unteren

[1]) Dieses Jahrbuch für 1897, S. XXIX.

[2]) Dieses Jahrbuch für 1896, S. LII.

[3]) Dieses Jahrbuch für 1896, S. LIII.

Grenze der oberen Lenneschieferstufe aufwärts, zu derjenigen Schichtenreihe des Blattes Iserlohn liegt, welche dort im Liegenden der gelben Schichten von Evingsen folgt und ihrerseits nach unten bis an die ältere Lenneschieferstufe reicht.

Ueber die vorherrschend unregelmässige gegenseitige Begrenzung beider Stufen wollen wir aus dem Bereiche unserer Blätter noch folgende Einzelheiten anführen.

Durch die Ortschaften Milspe und Altenvörde im südwestlichen Winkel des Blattes Hagen zieht eine Verwerfung in der Art, dass von SW. her die obere, von der entgegengesetzten Seite die untere Stufe des Lenneschiefergebirges an sie herantritt. Die Grauwackenschiefer oder Grauwackenthonschiefer der oberen Stufe enthalten hier Kalkzwischenlager, wie solche längs der Eisenbahn von Bahnhof Milspe in der Richtung nach Schwelm, ebenso an der Eisenbahn zwischen Milspethal und Altenvörde, ferner südlich von Milspe nach Heilenbecke zu, auch in Milspe selbst und auf der Höhe bei Ober-Ebbinghausen zum Theil sehr günstig aufgeschlossen sind. In den drei erstgenannten Strecken findet sich im Kalk *Cyathophyllum quadrigeminum*, *Favosites sp.*, *Stromatopora* u. a. m., bei Heilenbecke (Blatt Radevormwalde) auch *Spirifer undiferus* F. ROEM. Auf der Höhe bei Ober-Ebbinghausen enthält eine Kalklage viel Exemplare von *Chonetes crenulata* F. ROEM. Im Grauwackenschiefer dagegen findet sich *Atrypa reticularis* (*aspera*) zahlreich an einigen Stellen im nordwestlichen Winkel von Blatt Radevormwalde, dazu *Avicula reticulata* GOLDF. u. a. m. Wahrscheinlich stehen diese Schichten denen von Eilpe, welche wir oben als tiefere, resp. tiefste Partie der oberen Stufe bezeichneten, gleich. Auf die Aehnlichkeit dieser Schichten von Milspe mit den Grauwackenthonschiefern nebst Kalkeinlagerungen von Elberfeld-Barmen hat schon WALDSCHMIDT hingewiesen [1]). Die erwähnte Verwerfung, welche die der oberen Stufe angehörigen Schichten von denen der unteren trennt, ist im letzten Sommer durch frische

[1]) a. a. O. S. 34. In des Verfassers Mittheilung, dieses Jahrbuch für 1896, und dieses Jahrbuch für 1897, ist die Partie bei Milspe auch schon kurz berührt worden, ebenso die Verhältnisse an der Enneper Strasse, zwischen Hagen und Gevelsberg.

Anschnitte im Bahnhof Milspe an der Hagen-Elberfelder Eisenbahn sehr deutlich aufgeschlossen worden. Man sieht dort gegenüber dem Bahnhofsgebäude rechts von der Störung die schwach bunt verfärbten Grauwackensandsteinschichten der unteren Stufe, links die dunkleren Schiefer der oberen Stufe mit zwischengelagertem Kalk. Jene, die Grauwackensandsteine, werden ganz in der Nähe, in einem grossen Steinbruch bei Milspe-Thal, zu den gewöhnlichen Zwecken gebrochen.

Die untere Stufe reicht von hier in nordöstlicher Richtung ohne Unterbrechung bis Hagen und bildet zugleich den nordwestlichen Rand des Lenneschiefergebirges längs der Enneper Strasse. Mit Ausnahme einer kleinen, der jüngeren Stufe angehörigen Scholle bei Kückelhausen fehlt diese letztere hier in Folge von Verwerfung und Ueberschiebung zwischen der älteren Stufe und dem Elberfelder Kalk, beziehungsweise dem Oberdevon. Da das Einfallen in diesem Gebirgsstreifen im Allgemeinen ein widersinniges, nach SO. gerichtetes ist, so kann von vorn herein erwartet werden, dass man nach SO. vorschreitend in die jüngere Stufe des Lenneschiefers gelangen wird, was, soweit die bisherige Kartirung reicht, wenigstens für das Selbeckethal zutrifft.

Auf Blatt Hohenlimburg bildet, etwa von Milchenbach ab weiter nordostwärts bis zum Lennethal unterhalb Stenglingsen die obere Lenneschieferstufe nur einen schmalen Saum längs der bei weitem vorwaltenden unteren Stufe. Gegen diese sowohl wie gegen den nach der Seite des Hangenden, nach NW., folgenden Elberfelder Kalk grenzt sich jene mit Verwerfung ab. Natürlich ist hier nur ein Theil ihrer gesammten Schichten vertreten. Der südwärts sich anschliessende, breite Ausstrich der älteren Lenneschieferstufe hat wie gesagt eine weitere Untergliederung noch nicht zugelassen. Das Vorhandensein streichender, d. i. von SW. nach NO. gerichteter, Verwerfungen in demselben wird stellenweise durch die bekannten Anzeichen — wie Zerrüttung des Gesteins, locale Röthung, mechanische Breccienbildung in beschränktem Umfang, Ausscheidungen von Quarz, Roth- und Brauneisenerz u. s. w. — recht deutlich, so zwischen Rennerde und Wiblingwerde.

Oestlich von dem hier offenbar mit einer Querverwerfung

zusammenfallenden Lennethale zwischen Unter-Grüne und Nachrodt, und von da weiter, auf Blatt Iserlohn hinüber, wird der Streifen der oberen Stufe plötzlich viel breiter als westlich. Er reicht hier südwärts bis zu der erwähnten, bei Pillingsen *Cyathophyllum quadrigeminum* u. s. w. -führenden Kalkbank, auf welche zunächst im Liegenden gelbe Schichten mit Versteinerungen folgen, und diese letztere Gruppe schneidet gegen die dann sich anschliessende ältere Stufe der Lenneschiefer mit Verwerfung ab. In ähnlicher Weise zieht sich diese Aufeinanderfolge ostwärts auf Blatt Iserlohn hinüber; bei Bühr liegen sowohl im Liegenden als Hangenden einer Kalkbank mit viel Crinoidentrümmern gelb verwitternde Schichten; bei Lössel wird dieser Zug mitsammt der Verwerfung in seinem Liegenden mehrfach von Querstörungen betroffen, jene Verwerfung nimmt darauf eine mehr südöstliche Richtung an. Der weitere Verlauf der Grenze zwischen oberer und unterer Stufe auf Blatt Iserlohn lässt sich ohne Kartenbild nicht wohl beschreiben. Beiläufig bemerkt findet sich an der Südseite des Bräkerkopfes (südlich von Iserlohn zwischen Attern und Ober-Grüne) auf einer Verwerfung Bleiglanz und Kupferkies; das Vorkommen hat zu Bergbau Anlass gegeben, der indess jetzt wieder eingestellt ist. Nordöstlich davon, in der Asbeck, bringt diese Störung Wasser, welches von der Iserlohner Quellwasserleitung benutzt wird.

Weiter östlich auf Blatt Iserlohn habe ich die untere Stufe der Lenneschiefer nur noch bei Dahle nachweisen können. Sie tritt hier längs einer Verwerfung hervor, die weiter nach Springen und Evingsen innerhalb der oberen Stufe verläuft, was in den Terrainverhältnissen, durch Wasseraustritt u. s. w. recht deutlich zu sehen ist. Bei Dahle soll da, wo die Schichten der unteren Stufe an einer Kalkeinlagerung der oberen abstossen, Galmei vorgekommen sein; an einer anderen Stelle, ebenfalls auf der hier wohl durchweg als Verwerfung aufzufassenden Grenze beider Stufen bezeichnen noch jetzt kleine Halden von Rotheisenstein ehemalige Bergbauversuche.

Als Folge wiederholten Vorkommens streichender Verwerfungen ist es zu erklären, dass, wie schon bemerkt, die gelben

Evingser Schichten auf Blatt Iserlohn nordwärts von ihrem Hauptzuge sich noch mehrfach wiederholen. In dem Ausstrich zwischen Westigerbach und Frönsberg findet sich in ihrem Liegenden wie gesagt auch der Kalk mit *Cyathophyllum quadrigeminum.* Aus dem früher angegebenen Grunde verräth sich ihr Durchstreichen manchmal nur durch wenige, dabei aber charakteristische Stücke.

Die grosse Verbreitung, welche die obere Lenneschiefer-Stufe auf Blatt Iserlohn erlangt, gegenüber der geringen, von der unteren Stufe eingenommenen Fläche, steht im Zusammenhange mit einer bedeutenden Sattelbildung des Lenneschiefergebirges; diese (der Altenaer oder Arnsberger Sattel, nach der Lage der Sattelaxe) ist zwischen den Linien Iserlohn-Deilinghofen und Neuenrade-Balve auf der v. DECHEN'schen Karte ohne weiteres zu sehen. Der Sattel senkt sich nach NO. ein, daher ist zu erwarten, dass in dieser Richtung die jüngeren Schichten herrschend werden, und dies finden wir auf Blatt Iserlohn bestätigt. Auf Blatt Hohenlimburg hat im Gegensatze hierzu die jüngere Stufe nur eine geringe Verbreitung.

Mit Berücksichtigung der Untersuchungen von WALDSCHMIDT in der Umgegend von Elberfeld-Barmen, und vorläufiger Begehungen in der Nachbarschaft von Schwelm, glaube ich, dass die in Rede stehende Unterscheidung der beiden Stufen in den nördlichsten Theilen des Lenneschiefergebirges von Balve ab südwestwärts bis über Elberfeld hinaus Gültigkeit besitzt. Weniger sichergestellt ist einstweilen ihre Verwerthbarkeit südwärts, z. B. im oberen Lennethal und Volmethal. Doch glaube ich auch hier bei Gelegenheit cursorischer Begehungen wenigstens das Vorkommen beider Stufen erkannt zu haben. Die Fortsetzung der Specialkartirung südwärts muss zeigen, ob ihre Unterscheidung auf der Karte auch dort durchführbar ist.

E. DATHE: Ueber Eruptivgesteine aus der Umgebung von Landeck in Schlesien.

Bei der geologischen Untersuchung über die Herkunft der Landecker Mineralquellen und der Festlegung eines Schutzbezirkes für dieselben musste das ganze archäische Gebiet in der näheren

und weiteren Umgebung von Landeck kartirt werden. Bekanntlich zählt dies durch LEOPOLD V. BUCH klassisch gewordene Gelände grösstentheils zum Reichensteiner Gebirge und nur zum kleineren Theil zum Glatzer Schneegebirge. Dasselbe wird hauptsächlich aufgebaut von Gneiss und Glimmerschiefern, die in streifenartiger Wiederholung mit einander abwechseln. Diese Erscheinung ist eine Folge von tektonischen Vorgängen, namentlich von Verwerfungen, die zwischen Gneiss- und Glimmerschieferformation aufsetzen. Eine specielle Beschreibung dieser beiden Formationen mit ihren zahlreichen Einlagerungen von Amphiboliten, Kalksteinen und Graphitschiefern nebst eingehender Darstellung des Gebirgsbaues muss einer besonderen Abhandlung vorbehalten bleiben. An dieser Stelle sollen die neuen Eruptivgesteine, welche in diesem Gebiete von mir an zahlreichen Stellen nachgewiesen wurden, kurz aufgezählt und beschrieben werden.

Schon LEOPOLD V. BUCH beschreibt 4 Basaltpunkte bei Landeck; neue Fundpunkte dieser Gesteinsarten haben sich daselbst nicht auffinden lassen; dagegen wurden Aktinolith-Olivinfels, Vogesit, Minette und Aplit als neu für die Landecker Gegend von mir nachgewiesen.

1. Der Aktinolith-Olivinfels bildet im Glimmerschiefer südöstlich von Leuthen eine stockförmige bis linsenartige Masse von ungefähr 200 Meter Länge und 50—75 Meter Breite zwischen dem Dorfe und der Chaussee. Durch zahlreiche, grössere Blöcke ist das Gesteinsvorkommen gekennzeichnet; es ist ein schwärzlichgrünes, zähes, mittelkörniges Gestein, das aus Aktinolith, Diopsid, Olivin, Calcit, Apatit, Magnetkies besteht und bereits bis zu einem gewissen Grade serpentinisirt ist. Die chemische Zusammensetzung des Gesteins ist nach Dr. LINDNER folgende:

SiO_2	40,80
TiO_2	0,34
Al_2O_3	3,21
Fe_2O_3	2,84
FeO	13,45
Fe_7S_8	0,45
Latus	61,09

	Transport	61,09
MgO	. . . .	27,83
CaO	. . . .	3,04
Na_2O	. . . .	0,13
K_2O	. . . .	0,12
H_2O	. . . .	5,67
CO_2	. . . .	2,04
P_2O_5	. . . .	0,11
	Sa.	100,03.

2. Die Vogesite enthalten in einer dichten, an Orthoklas-reichen Grundmasse als Ausscheidungen lange schmale Prismen von Hornblende und kürzere dickere Krystalle von Augit; sie sind grünlich-grau bis -schwarz gefärbt und zuweilen von basaltähnlichem Aussehen. Die Hornblende überwiegt stets den Augit, der oft stark zurücktritt, sich aber auch zuweilen an bestimmten Punkten knäulartig anhäuft. Zu den Hauptgemengtheilen Hornblende, Orthoklas und Augit gesellen sich Plagioklas, Apatit und Titaneisen. Das Gestein wurde in schmalen, höchstens 1—2 Meter breiten, aber weit fortsetzenden Gängen an 11 Punkten im Gebiete nachgewiesen; nämlich bei Niederthalheim, nördlich des Ortes; bei Leuthen am Südende des Dorfes zu beiden Seiten des Leuthener Thales; östlich von Heidelberg; am Rösselberge, nördlich vom Karpenstein; in wenigen Bruchstücken am Hohenzollernfelsen (hier ganz basaltähnlich und dicht) und nördlich des Achillesfelsen im Landecker Forst; in Altgersdorf am Wege nach Olbersdorf; südwestlich von Punkt 697 zwischen Schreckendorf und Winkelndorf; östlich des Widmuthbusches in Niederthalheimer Flur; am Kreuzberge südöstlich von Seitenberg; am Wege von Seitenberg nach Wolmsdorf und auf dem Hutberge in Raiersdorfer Flur. Die Richtung der Gänge ist verschieden; in nordwestlicher Richtung verlaufen die Gänge von Niederthalheim, Leuthen und Altgersdorf, zwischen beiden letzteren liegt das Vorkommen am Achillesfelsen; und es ist nicht unwahrscheinlich, dass alle drei Gangstücke einem einzigen durch Verwerfungen zerstückeltem Gange zugehören.

Eine ostwestliche Streichrichtung besitzt der Gang auf dem Hutberge, der womöglich als Fortsetzung des Niederthalheimer Ganges aufgefasst werden kann; in gleicher Richtung streichen der Gang am Rösselberge und der zwischen Seitenberg und Wolmsdorf. In nordöstlicher Richtung verlaufen die Gänge bei Heidelberg und am Kreuzberge bei Seitenberg; am Gangvorkommen des Widmuthsbusches ist nordsüdliches Streichen zu beobachten. Die chemische Zusammensetzung der Vogesite der Landecker Umgebung geben folgende von Dr. LINDNER in der geologischen Landesanstalt angefertigte Analysen:

a) Vogesit von Niederthalheim;
b) Vogesit von Altgersdorf;
c) Vogesit vom Hutberge bei Raiersdorf;
d) Vogesit vom Rösselberge bei Karpenstein.

	a	b	c	d
SiO_2	51,22	55,56	53,33	51,65
TiO_2	0,54	0,74	0,41	0,49
Al_2O_3	12,28	18,42	15,58	13,51
Fe_2O_3	6,08	2,23	2,61	3,57
FeO	4,86	4,04	3,34	4,62
MnO	—	—	0,84	—
MgO	9,62	3,96	9,38	11,45
CaO	6,78	5,53	4,70	6,60
K_2O	3,26	3,08	2,94	2,18
Na_2O	2,54	2,87	4,70	2,80
H_2O	2,60	2,84	2,38	3,08
P_2O_5	0,37	0,25	0,06	0,17
S	—	—	0,01	—
	100,15	99,52	99,73	100,72
Specifisches Gewicht	2,818	2,777	2,757	2,783

3. Die Minetten scheinen einem einzigen Gangzuge anzugehören und sind an 4 Oertlichkeiten bekannt geworden; nämlich im Eisenbahneinschnitt bei Haltestelle Olbersdorf, bei Ortels-

Bellevue im Landecker Forst, am Waldrande in Abth. 28 des Landecker Forstes und an der kleinen Kuppe 650 in Schreckendorfer Flur (am nördlichen Kartenrande des Blattes Wilhelmsthal).

An ersterem Orte ist das schwärzlichgraue, glimmerreiche Gestein gut aufgeschlossen und bildet einen 4 Meter mächtigen Gang im Gneiss; an dem genannten zweiten Fundpunkte erscheint es nur in einer Mächtigkeit von 0,5 Meter; während es an den beiden letztgenannten Fundpunkten nur in zahlreichen, faust- bis kopfgrossen, rundlichen Bruchstücken vorhanden ist, nach deren Vertheilung die Richtung des Ganges sich einigermaassen sicher festlegen lässt. Feldspatheinsprenglinge fehlen der Felsart gänzlich. In der Gesteinsgrundmasse erkennt man mikroskopisch neben dem schon makroskopisch wahrnehmbaren dunklen Magnesiaglimmer, Orthoklas, selten Plagioklas, Augit, Quarz, Cordierit, Apatit, Titaneisen und Eisenkies. Die chemische Zusammensetzung des Gesteins von Olbersdorf ist nach der von Dr. LINDNER ausgeführten Analyse folgende:

SiO_2	60,13
TiO_2	0,72
Al_2O_3	10,23
Fe_2O_3	4,21
FeO	3,12
MnO	0,03
MgO	4,89
CaO	5,54
K_2O	4,63
Na_2O	3,10
P_2O_5	1,26
H_2O	1,81
S	0,05
Sa.	99,72
Specifisches Gewicht .	2,796.

Die Richtung des Gangzuges ist eine nordöstliche, wenigstens halten die drei erstgenannten Vorkommen diese Richtung ein, das

vierte Vorkommen fällt freilich nicht in deren directe Verlängerung; es liegt etwas östlich von dieser Richtung; doch hängt diese Abweichung jedenfalls mit den in jenem Striche aufsetzenden NW.-streichenden Verwerfungen zusammen.

4. Ein Aplitgang setzt im Glimmerschiefer nördlich von Leuthen am Wege nach dem Hauke-Berge auf; er erreicht eine Mächtigkeit von 1 Meter und streicht in fast ostwestlicher Richtung 1 Kilometer weit zu beiden Seiten des dortigen Thälchens fort. Das Gestein ist kleinkörnig, weisslichgrau gefärbt und fast glimmerfrei; es ist zusammengesetzt aus Orthoklas, ziemlich viel Plagioklas, Quarz und kleinen grünlichen, stark zersetzten Glimmerblättchen; auch die feldspathigen Gemengtheile lassen eine starke kaolinartige Zersetzung erkennen.

Das Alter dieser Eruptivgesteine in der Gneiss- und Glimmerschieferformation in der Umgegend von Landeck kann man nach Analogie mit anderen deutschen, namentlich schlesischen Gebieten wohl mit ziemlicher Sicherheit älter als das Obercarbon betrachten; höchstens könnte ihre Eruption noch in die Zeit des Unterrothliegenden hinaufreichen. Aus der verschiedenen Gangrichtung der genannten Eruptivgesteine, mit welcher die Hauptverwerfungen zwischen Gneiss- und Glimmerschieferformation und innerhalb dieser Formationen parallel verlaufen, geht aber unzweifelhaft hervor, dass das Spalten- und Bruchsystem derselben in der Hauptsache bis zum Ende der Unterrothliegenden-Zeit ausgebildet war, und dass die postcretaceische Spaltenbildung in diesem Gebiete kaum eine nennenswerthe Rolle spielt.

A. Leppla: Ueber geologische Untersuchungen im Vorlande des Riesengebirges.

Gelegentlich anderer dienstlicher Untersuchungen war es mir möglich, eine übersichtliche Skizze der jüngeren Aufschüttungen im Warmbrunner und Erdmannsdorfer Becken zu entwerfen. In der Hauptsache sollte diese Untersuchung zum Zweck haben, die fluviatilen Bildungen und die Wirkungen des fliessenden Wassers kennen zu lernen, welche an der höchsten Erhebung des deutschen Mittel-

gebirges thätig waren. Demgemäss gehe ich hier nicht auf die geologischen Erscheinungen in der Eiszeit ein, sondern beschränke mich auf die ihr folgenden Veränderungen.

Im Warmbrunner Becken, dessen Entstehung durchaus verschieden von derjenigen des Erdmannsdorfer ist, sind die eiszeitlichen Ablagerungen in Form von Grundmoräne bis über Warmbrunn nach S. hinaus verbreitet. Die tiefe Lage hier im Vergleich zu dem Ausfluss des Beckens bei Hirschberg lässt die Annahme zu, dass das Warmbrunner Becken bis in die Eiszeit abflusslos war, also ein allseitig geschlossenes Becken bildete. Was die tiefste Ausfüllung desselben darstellt, ist unbekannt. Unter den als Geschiebethon bezeichneten und als Grundmoräne angesehenen Ablagerungen sieht man einen steinfreien grauen Thon lagern. Sein genaues Alter ist unbekannt, jedenfalls aber altdiluvial, wenn nicht tertiär.

An der Form eines abflusslosen Beckens muss festgehalten werden, wenn man den Mangel an Terrassen in der Mitte erklären will. Die während und nach der Eiszeit aus dem Riesengebirge herabkommenden fliessenden Wasser beschränkten sich darauf das Becken aufzufüllen und einzuebnen. Das Warmbrunner Becken ist vornehmlich durch die von Giersdorf und Seidorf herkommenden Wasserläufe ausgefüllt worden und wird sich hier noch weiter erhöhen. Nur der Zackenlauf, mit bedeutenderer Stosskraft ausgerüstet, hat die aus Grundmoräne und Schotter bestehende Schwelle zwischen Hermsdorf und Warmbrunn angenagt und sie gegen das alluviale Bett mit deutlicher Terrasse abgegrenzt.

Am Austritt der Nebenthäler aus dem Gebirge, also am Rande des Beckens, prägen sich beim Zacken, beim Heidewasser, auch beim Giersdorfer und Seidorfer Wasser alte, diluviale Aufschüttungen aus, z. B. am linken Ufer des Zacken, bei Petersdorf drei bis vier, am rechten Ufer des Heidewassers drei, bei Giersdorf eine, bei Seidorf zwei alte Thalstufen. Sie haben in den östlichen Gebirgsbächen Kegelform, deren tiefere Ränder durch die alluviale Sand-Aufschüttung durchgängig eingeebnet und undeutlich gemacht wurden. Auch die Nebenbäche von Kaiserswaldau und Voigtsdorf

haben durch Aufschüttung flacher und breiter Schuttkegel die terrassenartigen Erhebungen eingeebnet.

Die bei der Warmbrunner Brauerei bis gegen das Potgebäude in der Stadt sichtbare Terrasse setzt unterhalb der letztern auf beiden Ufern fort bis zur Mündung in den Bober. Gegen die Vereinigung mit dem jungdiluvialen, Schwarzbacher Lomnitzlauf vor Hirschberg prägen sich zwei Terrassen aus. Die Aufschüttung der obern derselben ist durch den eben bemerkten Lomnitzlauf mit veranlasst worden, während die der tieferen dem Zacken allein ihr Dasein verdankt und durch dessen Vertiefung von der Sattlerschlucht aus nach rückwärts trocken gelegt wurde.

Das Erdmannsdorfer Becken hat eine andere Geschichte. Es ist ein reines Erosionsthal, welches in der Hauptsache durch fliessendes Wasser in der Diluvialzeit gebildet und beckenartig erweitert wurde. Im Grossen und Ganzen bildet die ausgedehnte Schotterfläche zwischen Eglitz und Lomnitz, eine einzige Terrasse und zwar die oberste der vorhin bei Hirschberg vermerkten, diejenige des Schwarzbacher Lomnitzlaufes. Sie gabelt sich unterhalb Erdmannsdorf in eben diesen Lauf und eine dem heutigen Lomnitzthal folgende Strecke.

Höher als diese Terrasse treten in der Umgebung von Krummhübel, sowohl am Austritt der grossen als der kleinen Lomnitz noch weitere auf, insbesondere bei Wolfshau. Am Urlbrunnen beginnt der alte Schuttkegel der kleinen Lomnitz, welcher sich über Wolfshau nach N. fortsetzt und von dem Pfaffenberg sich gabelt. Der linke Zweig verschmilzt mit dem gleichalterigen Schuttkegel der grossen Lomnitz auf dem Rücken, über den der W.—O.- und S.—N.-Lauf der Hauptstrasse in Krummhübel führt; die rechte Abzweigung (östlich des Pfaffenberges) setzt sich sowohl in der Richtung auf Steinseifen als auch gegen Buschvorwerk fort. Sie wird durch das heutige Steinseifener und die jungdiluviale Aufschüttung des Forstlangwasser auf dessen linkem Ufer in mehrere Felder zerschnitten. Ueber das untere Ende von Steinseifen und über die Schmiedeberg-Steinseifener Strasse hinaus erstrecken sich beide Zweige nur um Weniges.

Dem Schwarzbacher Lomnitzlauf ungefähr entsprechende niedere Terrassen lassen sich an der grossen Lomnitz auf ihrem rechten Ufer südlich des Bahnhofes Krummhübel, an der Kleinen Lomnitz, an deren rechtem Ufer schon bei dem Forsthaus oberhalb der Maimühle erkennen.

In dem Mündungsgebiet von Lomnitz, Bober und Zacken sind die niedern Terrassen in zwei Stufen vertreten, von denen die obere dem Schwarzbacher Lomnitzlauf entspricht. Auf ihr liegt die grössere östliche Hälfte der Stadt Hirschberg, vom Ring ab, der Bahnhof, Exercierplatz u. s. w. Im Boberthal findet sie am linken Ufer vor Hartau ihr Ende; erst oberhalb der Lomnitzmündung setzt sie sich wieder fort. Am rechten Boberufer wird sie von dem Uebergang der Bahn über die Grunauer Strasse ab durch letztere auf etwa 400 Meter Länge geschnitten. Die untere der niederen Terrassen trägt bei Hirschberg die Kaserne, auf ihr liegt Hartau und die nördlichen Häuser von Sechsstätte.

Während der Aufschüttung der beiden niederen Terrassen nahm der Bober seinen Lauf durch die Sattlerschlucht.

Dagegen legt eine unmittelbar höhere Terrasse, deren breite Flächen am rechten Ufer von Eichberg über Straupitz auf Grunau und Boberröhrsdorf gerichtet sind, Zeugniss dafür ab, dass während ihrer Aufschüttung der Bober in dieser Richtung seinen Lauf nahm. Sie schmiegt sich auf's Engste an die Furche an, welche als der Eintritt des nordischen Inlandeises angesehen wird und werden muss. Damit ist auch das Alter der hier besprochenen Terrassen bezeichnet, sie sind jünger als die der ersten Vergletscherung entsprechenden Grundmoränen des Hirschberger Gebietes. Ob das auch für die die niederen Terrassen überragende höhere bei Krummhübel gelten darf, lässt sich mit Sicherheit nicht entscheiden. Doch sprechen gewisse Gründe dafür und es würde dann auch als wahrscheinlich gelten können, dass die höhere Terrasse von Krummhübel, Petersdorf a. K., Giersdorf und Seidorf, sowie Straupitz-Grunau der zweiten, localen Vereisung des Riesengebirges, den Gletschern des Melzer Grundes, Grossen und Kleinen Teiches und der Schneegruben im Alter gleich kämen.

Die Ergebnisse meiner Begehungen stimmen, obwohl gänzlich

unbeeinflusst, in vielen Punkten mit den durch SCHOTTKY und PARTSCH veröffentlichten Forschungen überein. Ich behalte mir vor, sie demnächst kartistisch zu belegen und über einige andere Punkte in der Flussgeschichte des Riesengebirges weitere Beobachtungen mitzutheilen.

G. MÜLLER: Bericht über die wissenschaftlichen Ergebnisse seiner Aufnahmen auf Blatt Lüneburg im Sommer 1898.

Obwohl die geologischen Verhältnisse der Umgebung von Lüneburg schon seit langer Zeit die Geologen stets von Neuem zu Untersuchungen anregten, so hatten einige Fragen trotzdem keine allseitig befriedigende Lösung gefunden. Es war zu erwarten, dass in diesen Punkten die geologische Specialaufnahme zu sichereren Ergebnissen führen würde, als sie bei Untersuchungen von immerhin nur vorübergehender Art erlangt werden können. In der That ist es mir gelungen, bei der Aufnahme des Blattes Lüneburg Material zur definitiven Lösung der strittigen Fragen zu sammeln.

In erster Linie handelt es sich um die Deutung des allbekannten Gypses des Kalkberges und des Schildsteins. Bezüglich der Altersfrage dieser beiden Gyps- bezw. Anhydritvorkommnisse standen sich bisher zwei Auffassungen gegenüber, von denen die eine diese der Zechstein-, die andere der Triasformation zuwies. Beide Auffassungen waren jedoch weniger das Ergebniss exacter Beobachtung als vielmehr im Wesentlichen auf Analogieschlüssen begründet. Für die Zugehörigkeit des Kalkberggypses zum Zechstein wurde geltend gemacht, dass man wohl Gypse der Trias kenne, dass man doch die sonst noch aus dem nördlichen Deutschland bekannten, isolirten ähnlichen Gypsvorkommnisse zum Zechstein stelle, wie dies auch durch mehrfache Bohrungen erwiesen sei. So hat denn auch LEPSIUS auf seiner geologischen Uebersichtskarte von Deutschland das Lüneburger Anhydrit- und Gypsgebirge als Zechsteingyps eingetragen, was jedoch von DAMES[1]) als falsch gerügt wurde.

---

[1]) Neues Jahrbuch für Mineralogie 1898, Bd. I, S. 494, Ref.

Die Anhänger der anderen Richtung, die früher namentlich von ROTH und neuerdings von DAMES vertreten wurde, legten zunächst den Beobachtungen VOLGER's eine zu grosse Wichtigkeit bei. VOLGER [1]) giebt an, dass er in einem über dem Schildsteingyps und über dem heute noch sichtbaren rauch-grauen Plattendolomit folgenden, gelblich-grauen, reineren Kalkstein Fischreste und zahlreiche Exemplare von *Myophoria pes anseris* gefunden habe. Diese Funde sind jedoch nie wiederholt, auch nicht bei den Aufräumungsarbeiten anfangs der neunziger Jahre, obwohl eifrig nach Fossilien gesucht wurde. ROTH [2]) führt an, dass er in den helleren Schichten ebenfalls organische, jedoch unbestimmbare Reste gefunden habe. Diese Angabe ist durch neuere Funde von Dr. WIEGERS, Assistent an der technischen Hochschule in Karlsruhe, bestätigt worden. Die Versteinerungen sind jedoch so schlecht erhalten, dass sie zur Horizontbestimmung nicht zu verwerthen sind. Auf keinen Fall ist der Schildsteindolomit mit den dolomitischen Kalkschichten der Schafweide zu parallelisiren, wie dies M. STÜMCKE [3]) zu thun geneigt ist, wenn auch die chemische Zusammensetzung auffallend übereinstimmt. Der Bitumengehalt des Plattendolomits des Schildsteins und die stellenweise oolithische Structur unterscheidet diesen u. a. hinlänglich vom triadischen Schafweidedolomit. Ebenso wenig sind die am Graalwall früher als anstehend beobachteten Dolomite, die nach VOLGER *Myophoria pes anseris* geführt haben, mit dem Schildsteindolomit zu vergleichen. Es war nach ROTH ein sehr unreiner, gelber, poröser, thoniger Dolomit, der mit den Ockerdolomiten der Lettenkohlenformation Thüringens grosse Aehnlichkeit hat. Ausserdem hatte ich die günstige Gelegenheit (in Folge von Verstopfung von Canalisationsröhren wurden im letzten Sommer Stücke von zweifellos früher dort anstehendem Gestein aus einem tiefen Schachte ausgeworfen), Dolomit mit vielen undeutlichen Schalresten zu sammeln,

---

[1]) Ueber die geognostischen Verhältnisse von Helgoland, Lüneburg, Segeberg 1846, S. 62.

[2]) Beiträge zur geognostischen Kenntniss von Lüneburg. Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. Bd. 5, S. 368.

[3]) Zur Bodenkunde von Lüneburg, S. 8.

unter denen sich jedoch eine zweifellose *Myophoria pes anseris* befand. Dieser Dolomit erinnert an den Grenzdolomit, der bei Thale neben *Myophoria Goldfussi* jedoch auch noch *Myophoria pes anseris* führt. Dagegen zeigt der Schildsteindolomit dieselbe petrographische Beschaffenheit wie die Zechsteindolomite von Lieth bei Elmshorn, Segeberg und Lübtheen, sodass ich die Auffassung vertrete, dass der Schildsteingyps und Anhydrit der Zechsteinformation angehört und zwar dem oberen Zechstein.

Der Schildsteingyps wird jetzt nicht mehr gebrochen, da seine Gewinnung insofern eine Gefahr für die Saline bedeutete, als die Sümpfung des andringenden soolehaltigen Wassers eine qualitative und quantitative Verminderung der Soolquellen des Salinenhofes zur Folge hatte. Er war härter und fester als der Kalkberggyps und wurde früher vielfach als Baustein genutzt, während er zur Fabrication von Kronenkalk und langsam bindendem Portland-Cement weniger geeignet gewesen sein soll. Dass beide Gypse jedoch auch sonst verschieden, ist schon seit langem hervorgehoben, so von VOLGER und SENF [1]). Namentlich hat man stets auf die Verschiedenartigkeit der Krystallformen der an beiden Orten vorkommenden Boracite hingewiesen. Die Boracite des Kalkberges zeigen hauptsächlich holoëdrische Krystallformen, während bei denen des Schildsteines hemiëdrische Flächen vorwiegen. Dazu sind die Krystalle des Schildsteines stets sehr klein und meistens wasserhell und nie im mindesten angegriffen, am Kalkberg selten so klein, oft sehr gross und selten völlig klar.

Nicht minder verschieden ist jedoch auch der im letzten Sommer am Kalkberg von mir aufgefundene Dolomit bezw. Rauchwacke von dem des Schildsteines. Der mehrere Meter mächtige Schichtencomplex (eine genauere Messung war leider nicht möglich, weil er noch nicht ganz freigelegt war) strich WSW.—ONO., war steil aufgerichtet und in innigem Verbande mit dem klüftigen Gyps. Neben graubraunen Rauchwacken fanden sich unter dem in der Südecke des Bruches angeschnittenen dolomi-

[1]) Geognostische Bemerkungen über die Gegend, in welcher die Salzquellen Lüneburg, Sülze, Oldesloe liegen. Schriften der Herzogl. Societät für die ges. Mineralogie zu Jena, Bd. III, 1811.

tischen Gesteine dünne Bänkchen von Letten und Asche. Diese dolomitischen Sedimente sind jedoch auch verschieden von dem früher von SENF[1]) am Kalkberg beobachteten »rauch-grauen Stinkstein oder bituminösen Kalkmergel«, welcher jedoch nicht stinkt. Ebenso giebt ROTH[2]) an, dass am Kalkberg kalkige Zwischenlager, die fast senkrecht stehen und h. $1^1/_2$ streichen, 5 — 6 Fuss mächtig, grau, dicht und bituminös, im Gyps an beiden Seiten mit diesem innig verbunden aufsetzen. Diese Kalkzwischenlagen haben demnach annähernd dasselbe Streichen, wie der Dolomit am Schildstein, welches von ROTH auf h. 1 angegeben wird, und somit von dem Streichen der Rauchwacke ganz bedeutend abweicht. Der Plattendolomit des Schildsteines, der petrographisch dem von ROTH und SENF am Kalkberg beobachteten ähnlich zu sein scheint, fällt mit 82^0 nach O. ein, während der Gyps in der Tiefe senkrecht gestanden haben soll und theils von S. nach N., theils von SO. nach NW. nach Angabe von VOLGER[3]) streichen soll. Es ist bei dem weitem Abstand des Schildsteines vom Kalkberg und den schlechten Aufschlüssen ausserordentlich schwer, sich ein sicheres Bild von den Beziehungen Beider zu machen. Mir scheint es jedoch, dass der Kalkberg älter ist, eine Ueberschiebung nach W. eingetreten ist und westllich von Schildstein wieder das normale Einfallen zu Stande kommt. Da nun die Rauchwacke am Kalkberg die gleiche ist, wie sie bisher aus dem Zechstein, namentlich dem mittleren Zechstein Thüringens bekannt geworden ist, während ich sie in gleicher Entwickelung aus der Trias Mitteldeutschlands nicht kenne, so ziehe ich den Kalkberggyps zum Mittleren Zechstein.

Während man für die Annahme, dass der Schildstein triadischen Alters sei, auch palaeontologische Beweise anführte, suchte man die Altersbestimmung des Kalkberges ausschliesslich stratigraphisch zu stützen. Man führte an, dass die Entfernung zwischen dem Kohlenkeuper der Schafweide und des Salinenhofes zu gering sei, als dass hierin der Rest der Trias Platz haben könnte. Ein solcher Schluss ist wohl für Gebiete mit vollkommen ungestörten Lagerungsver-

---

[1]) l. c. S. 180.
[2]) l. c. S. 367.
[3]) l. c. S. 59.

hältnissen zulässig, dagegen für den Lüneburger Gebirgsbau hinfällig. Zunächst kann man in allen Aufschlüssen eine mehr oder weniger saigere Schichtenstellung beobachten. Jeder grössere Aufschluss erweist sich ferner von z. Th. ganz bedeutenden Verwerfungen durchsetzt, die ich an dieser Stelle noch nicht eingehender beschreiben will. Dass die Ablagerungen bei Lüneburg starken Störungen ausgesetzt gewesen sind, geht jedoch auch aus dem mannigfach veränderten Streichen auf einem verhältnissmässig kleinen Raum zur Genüge hervor. Während die Kreideschichten auf dem Zeltberg SO.—NW. streichen mit nordöstlichem Einfallen, fällt die Kreide (Cenoman und Turon) im PIEPER'schen Bruch nach NW. ein und in dem jetzt verlassenen Bruch von turoner Kreide am Judenkirchhof nach SSO. Die Störungen lassen sich bei Lüneburg leider nur in den vereinzelten Aufschlüssen feststellen, da das Diluvium zu viel verdeckt. Es sei hierbei die Thatsache erwähnt, ohne jedoch aus derselben weitgehende Schlüsse ziehen zu wollen, dass Helgoland, der Zechstein von Stade, Lüneburg und der durch Einsturz im Jahre 822 entstandene, 200 Fuss Tiefe und $1^1/_2$ Meilen im Umfange messende Arendsee bei Salzwedel, der sich durch Nachsturz im Jahre 1685 vergrösserte, annähernd auf einer SO. — NW. verlaufenden Linie liegen. Andrerseits sind Oldesloe und der Kalkberg bei Segeberg in einer nahezu nördlich verlaufenden Linie gelegen.

Durch die Auslaugung des Salzgebirges, zu dem die Verwerfungen dem circulirenden Wasser den Weg geöffnet haben, sind auch bei Lüneburg bedeutende Erdfälle veranlasst. Der bedeutendste war der, welcher im Jahre 1013 den Einsturz eines grossen Stadttheiles zur Folge hatte. Die Erdfälle sind nicht etwa regellos vertheilt, sondern stehen mit den Störungslinien im natürlichen Zusammenhang, wie dies ja auch anderwärts, so im Vorlande des Harzes durch A. VON KOENEN zur Genüge bewiesen ist. Die Circulation des Wassers auf den Störungslinien ist auch noch durch folgende von VOLGER angeführte Thatsac heerwiesen: »Als der Felsenkessel des Schildsteins durch Pumpen vom Wasser befreit war, und die Steinbrüche mehr in die Tiefe getrieben wurden, nahmen die Quellen auf der Saline in Qualität und Quantität zu-

gleich ab. Hiernach als durch das Wasser im Schildstein der Gegendruck hergestellt war, nahmen auch die Quellen auf der Saline ihre frühere Stärke sogleich wieder an. Ferner stimmt die Temperatur der Salinquellen mit der der Schildsteinquellen (16° R.) überein. Der Doppelschacht, eine Soolquelle, entspringt gerade auf der Linie zwischen den Salinquellen und dem Schildstein, und wenn einmal, wie öfter geschehen ist, eine der Salinquellen sich versetzte, so brach derselbe stets auf dieser Linie wieder hervor, bis das Hinderniss beseitigt war.«

Eine weitere strittige Frage in Bezug auf die Lüneburger geologischen Verhältnisse war die: rechnet man die dolomitischen Kalksteine der Schafweide zum Kohlenkeuper oder zum Oberen Muschelkalk? Meiner Ansicht nach muss man entweder den ganzen Kohlenkeuper dem Oberen Muschelkalk angliedern oder den Oberen Muschelkalk mit den Schichten mit *Ceratites semipartitus* abschliessen.

Die vielcitirten Schafweidekalke bei Lüneburg sind wenig mächtige (1—2 Decimeter starke) Bänke mit wellenförmiger Oberfläche, die in einen hellen, fetten Thonmergel eingebettet liegen. Wenn zur Zeit auch die tieferen Bänke nicht mehr sichtbar sind, so gelang es mir zum Theil durch Nachgrabung als tiefste Schicht eine Bank festzustellen, die zweifellos noch zum Oberen Muschelkalk zu rechnen ist. An Versteinerungen fand ich in ihr:

Coenothyris vulgaris SCHLOTH.
Pecten Albertii GOLDF.
Gervillia socialis SCHLOTH.
Myophoria vulgaris SCHLOTH.

Die dann folgenden Bänke sind charakterisirt vor Allem durch die selten grossen Exemplare von *Myophoria pes anseris* und *M. transversa*. Zwischen diese Schichten dürften sich dünne Sandsteinplatten einschieben, die ich auf der Halde losgrub, und die neben *Myophoria pes anseris* auf den Schichtflächen mit zahlreichen Fischresten bedeckt waren und somit als Bonebed bezeichnet werden müssen. Die im Hangenden folgende 1 Decimeter starke Bank mit *Myophoria Struckmanni* ist zwar sehr reich an Fossilien, doch

ist die Zahl der Arten nur gering. Unter diesen schien mir am bemerkenswerthesten das Vorkommen von Bruchstücken von *Ceratites nodosus* zu sein. Der hellgraue, dolomitische Kalk ist noch durch das Vorkommen von Bleiglanz und Zinkblende ausgezeichnet, welche stellenweis den kohlensauren Kalk der Schalen ersetzen. An der oberen Grenze der noch hellgrau gefärbten Thonmergel liegt eine ebenfalls nur 1 Decimeter starke Steinmergelschicht, die voll ist von Steinkernen von *Anoplophora lettica* und *A. donacina*. Eine zweite etwas höher liegende mit grauschwarzen Thonen vergesellschafte Steinmergelbank (2 Decimeter mächtig) zeigt Spuren von Pflanzenresten. Diese dunkleren Thone werden durch eine SO.—NW. d. h. annähernd streichende Verwerfung abgeschnitten gegen die graublauen und rothen Gypskeuperthone, an deren Basis hellgelbe Steinmergel (0,5 Meter) liegen. Dünne Gypsschnüre und Steinmergelbänkchen mit Pseudomorphosen nach Steinsalz von ganz geringer Mächtigkeit folgen bis zum transgredirenden Cenoman, das in einer Entfernung von etwa 500 Meter von der Kohlenkeupergrenze bezw. der Verwerfung beginnt. An der Verwerfung und zwar an der Südseite des O.—W. verlaufenden Aufschlusses lagen dunkelrothe (mit wolkig vertheilter Färbung), lockere Sandsteine, die durchaus dem süd- und mitteldeutschen Schilfsandstein ähnlich sind. Der Aufschluss war leider an dieser Stelle etwas verrutscht, sodass man nicht mit völliger Sicherheit den Schichtenverband festlegen konnte. Es fehlen in dem Kohlenkeuper der Schafweide die oben erwähnten Ocker- und Grenzdolomite, die früher am Graalwall aufgeschlossen waren, sodass die Verwerfung die Schichten spitzwinklig abschneidet. Aehnlich muss sich die Störung verhalten, die am Zeltberg in den Brüchen der Cementfabrik den Emscher neben den Scaphitenpläner legt, während die Cuvieri-Schichten erst südlich hiervon in dem aufgegebenen Rathsbruch nach Stolley folgen sollen. In ähnlicher Weise wie die triadischen Sedimente die Zechsteinformation wie ein Wall umgrenzen, werden jene wiederum von den Thonen des Miocäns umgürtet. Jedoch finden wir die miocänen Glimmerthone auch direct den älteren Formationsgliedern aufgelagert. Es sind dies jedoch nur kleine Schollen, die der Denudation während und vor der Eiszeit nicht zum Opfer gefallen sind. So

läg auf dem Gyps des Schildsteins Miocän. Dieses scheint jedoch bei den Abräumungsarbeiten vollkommen abgetragen zu sein, wenigstens ist es mir nicht gelungen, es mit dem Bohrer aufzufinden. Ebenso dürfte die Tertiärscholle am Zeltberg bei den Abräumungsarbeiten im Laufe der Zeit verschwinden. Wo tiefere Aufschlüsse im Miocän gemacht werden, erweist sich dasselbe sehr fossilreich. Es sind zwei Horizonte im Obermiocän entwickelt: ein oberer mehr sandiger (sog. Glimmerthon) und ein unterer mit fetten Thonen, in denen Lagen von rundlichen oder knolligen Phosphoriten, die nach STÜMCKE[1]) bis 29 pCt. Phosphorsäure enthalten können. Während im Glimmerthon die Glossophoren vorwalten, treten in dem fetteren Thone die Zweischaler weniger zurück, wenn auch die Zahl der Arten keine allzugrosse ist.

In zahlreichen Ziegelthongruben, so bei Erbstorf und Rettmer, ist auf Blatt Lüneburg dann ferner ein Thon erschlossen, über dessen Alter sich nur sagen lässt, dass er unter dem Unteren Geschiebemergel und anscheinend auf Glimmerthon bezw. obermiocänem Sand lagert. Der Thon ist oben fett mit zahlreichen nussgrossen Knauern von kohlensaurem Kalk. Nach unten wird er sandig und feinbankig.

In einer Ziegelgrube bei Erbstorf wurde von dem Besitzer Herrn Hofbesitzer Heine auf ein Gewirr von Baumstämmen in einer Tiefe von etwa 6 Meter gestossen. Leider ist jedoch nichts von dem Holz mehr erhalten, nachdem es der Besitzer jahrelang aufbewahrt hatte.

Dieselben Thone werden bei Adendorf an der Chaussee nach Artlenburg gegraben. Es scheint, dass sie mit den dunklen Thonen bei Lauenburg zu parallelisiren sind. Ich muss jedoch noch eine Reihe von Untersuchungen anstellen, namentlich auf Blatt Lauenburg, ehe ich zu einem abschliessenden Urtheil kommen kann. Soviel scheint jedoch festzustehen, dass auf Blatt Lüneburg keine Glacialbildung mehr unter den Thonen folgt.

---

[1]) Zur Bodenkunde von Lüneburg, S. 20.

Als zweifellos glaciale Bildung wurde eine Reihe von thonigen Sedimenten erkannt, die meist unmittelbar an der Basis des Unteren Geschiebemergels lagen, so nördlich Wendisch-Evern. Jedoch waren sie dort auch vielfach im Unteren Sande eingelagert. Auf grössere Flächen dehnen sie sich jedoch selten aus. Auch der Untere Geschiebemergel bildet keine zusammenhängende Decke, sondern mehr oder weniger grosse linsenförmige Einlagerungen im Unteren Sande. Er zeigt das gewöhnliche Aussehen und ist nur petrographisch modificirt, sobald er einer präglacialen Schicht direct auflagert. Der Untere Sand ist genau so beschaffen wie östlich der Elbe. Er zeigt fast überall eine mehr oder weniger dichte Bestreuung von Geschieben.

Im Ilmenauthal, sowie dort wo dieses in das Elbthal einmündet, sind ausgedehnte Thalsandflächen vorhanden. Bei dem starken Gefälle der Ilmenau ist es naturgemäss, dass am Südrande des Blattes die Sande bei 15 Meter Meereshöhe alluvial sind, während flussabwärts nördlich Lüneburg wir es bei derselben Höhenlage mit diluvialen Sanden zu thun haben und die alluvialen Sande bei 7,5 Meter einsetzen. Die Abgrenzung der beiden Stufen wird man vielfach nach petrographischen Gesichtspunkten vornehmen können, da die jüngere Stufe meist aus feinen Sanden besteht. Jedoch trifft dieser Anhaltspunkt auch nicht überall zu, sodass die Abgrenzung mit grossen Schwierigkeiten verbunden ist. Die ausschliessliche Benutzung der Höhenlinien würde ein vollkommen falsches Bild ergeben.

W. Koert: Bericht über die Aufnahmearbeiten auf Blatt Artlenburg.

Im Bereiche des Blattes Artlenburg weist der links der Elbe gelegene Theil nur jüngeres (Thal-)Diluvium und Alluvium (Marsch) auf, während das rechte Elbufer dem von Lauenburg her sich erstreckenden und aus älteren Schichten bestehenden Diluvialplateau, der Geest, angehört. Der erstere Theil, auf dem sich die diesjährigen Aufnahmearbeiten ausschliesslich bewegten, lässt drei der Elbe einigermaassen parallele Zonen erkennen. Annähernd das Bereich des halben Blattes nimmt Thalsand ein;

seine Grenze wird nach der Elbe zu bezeichnet durch die Dörfer Handorf, Barum, Brietlingen; nördlich dieser Linie tritt er aus der Marsch noch in zahlreichen Inseln hervor, die, wie die nicht seltenen Funde von Urnenscherben und Steinwerkzeugen der neolithischen Periode beweisen, schon in damaliger Zeit von Ansiedlern aufgesucht wurden. Mit der Entfernung vom Ufer des Elburstromes lässt sich eine Kornabnahme am Thalsand in der Weise beobachten, dass er näher dem Geestrande z. B. bei Bardowiek als grandiger Sand mit kleinen, durchweg kieseligen Geschieben entwickelt ist, dass dagegen weiter vom Rande entfernt, etwa bei Handorf und Barum, wenigstens in den der Beobachtung zugänglichen Partien, Grande und Geschiebe völlig fehlen. Im Thalsandgebiet, das dort auf grosse Strecken noch in Heide liegt und in seiner Einförmigkeit nur durch Dünen und Senken mit Torf oder Moorerde unterbrochen wird, ist, jetzt wenigstens, die Ilmenau der Hauptwasserlauf. Indessen scheint in früherer Zeit sich von der süd-nördlich fliessenden Ilmenau im jetzigen Bardowiek ein von SO. nach NW. verlaufender Arm abgezweigt zu haben, wie die zum Theil mit mächtigem Torf ausgefüllte Rinne beweist, welche sich bis kurz vor Rottorf (auf dem westlich anstossenden Blatt Winsen) verfolgen liess. Sobald die Ilmenau aus dem Thalsande heraus in das Gebiet der Schlickbildungen tritt, welche die zweite der oben erwähnten Zonen ausmachen, wird das Wassernetz sehr complicirt. Es rührt dies daher, dass sich von den zahlreichen Armen, in denen die Marsch, ähnlich wie es weiter unterhalb in den Vierlanden und auf Wilhelmsburg noch der Fall ist, ehemals von der Elbe durchzogen wurde, Reste in Gestalt kleiner Flüsschen mit seenartigen Erweiterungen und zahlreichen Verbindungsarmen unter einander erhalten haben. Als solche Reste von ehemaligen Elbarmen sind anzusehen: der im Bereiche des Blattes liegende Theil der Neetze, die Ilau und die Ilmenau von Dreckharburg abwärts, denn nur so wird die an letztgenanntem Orte stattfindende plötzliche Richtungsänderung von S.—N. nach fast O.—W. genügend erklärt. Die seenartigen Erweiterungen von Neetze und Ilau geben sich ohne weiteres als Reste ehemaliger Elbarme zu erkennen, andere

Rinnen, die z. Th. mit den Seen in Verbindung treten, sind nur durch die Ausfüllung mit über 2 Meter Schlick nachweisbar. Die Abhängigkeit unserer Marsch von der Elbe zeigte sich noch bis vor Kurzem durch die fast alljährlich bei Elbhochwasser durch dieses und durch den Rückstau von Ilmenau und Ilau stattfindenden Ueberschwemmungen.

Die dritte der erwähnten Zonen findet sich in der ganzen Ausdehnung des Blattes entlang am Elbdeiche und wird von Flusssand gebildet, wie er bei Deichbrüchen auf den Schlick getrieben wurde. Sehr bemerkenswerth ist die ausserordentliche Breite dieser Uebersandungszone, die sich zwischen 1100 und fast 2500 Meter hält. Aus dem Verlaufe der Versandungsgrenze kann man sehr deutlich die Stossrichtung und damit die Durchbruchsstelle entnehmen, besonders klar an der grossen Uebersandung, die eben oberhalb Avendorf in den Jahren 1709—16 durch Deichbrüche erfolgte und die bis an den Schneegraben bei Bütlingen reicht. Es ergab sich auch, dass in der Hauptstossrichtung die Sandmächtigkeit am grössten ist, z. B. erreicht sie südwestlich von Avendorf an der Strasse nach Artlenburg 3,2 Meter, während sie sich sonst meist unter 2 Meter hält. In der Umgebung der »Braken«, wie die durch Deichbruch entstandenen Kolke dort genannt werden, pflegt der Schlick stark ausgekolkt oder wie bei Avendorf sogar gänzlich verschwunden zu sein, derart, dass sich hier nur Flusssand vorfindet. Erst in einiger Entfernung, wo der Strudel minder heftig war, tritt Schlick wieder in ursprünglicher Mächtigkeit auf, anfänglich ohne Bedeckung von Sand, weil die heftige Strömung diesen noch nicht fallen liess, weiterhin erst mit grandigem, dann immer feinerem Sande bedeckt, bis sich schliesslich, z. B. südlich von Marienthal, auf dem Schlick nur noch eine Decke von Schlicksand findet. Soweit sich dieses ermitteln liess, haben in unserem Gebiete folgende mit Uebersandungen verknüpfte Deichbrüche stattgefunden: oberhalb Avendorf 1709—16, bei Tespe 1772 und 1792, eben unterhalb Artlenburg 1855 und oberhalb Artlenburg 1784/85. Durch diese Uebersandungen ist der ursprüngliche Charakter der Marsch

auf's Gründlichste verändert, ja stellenweise erinnert die Landschaft an die des Thalsandes.

Ueberhaupt spielen Uebersandungen auch sonst in der Marsch eine ziemlich bedeutende Rolle; Ilmenau und Neetze haben ebenfalls ihre, wenn auch natürlich viel weniger umfangreichen, Uebersandungen. So erscheint besonders hervorhebenswerth diejenige, welche in der Bütlinger Feldmark auf der rechten Ilmenauseite sich da findet, wo der Fluss aus der S.—N.- in die O.—W.-Richtung übergeht, wo also der rechtsseitige Deich bei Hochwasser den vollen Stoss des Flusses auszuhalten hatte. Vom Eickhagen bis nach Lüdershausen wird das rechte Neetzeufer von einem Sandstreifen eingefasst, der an einer Stelle den Sand zu etwa $3^1/_2$ Meter Mächtigkeit erkennen liess. Diese im Verhältniss zur Grösse des Flüsschens enorme Sandmächtigkeit verbunden mit der geringen Breite des Streifens legt den Gedanken nahe, dass hier das sich am Neetzeufer entlang ziehende Gehölz bei Hochwasserüberfluthungen den Sand festgehalten hat; hierfür spricht auch, dass alte Bäume nach Angabe von Einheimischen mit ihren Stämmen tief im Sande gesteckt haben sollen. Auch einstige Durchbruchsstellen an den Binnendeichen sind, ganz abgesehen von den »Braken«, meist noch dadurch kenntlich, dass sich an ihnen kleinere Uebersandungen des Schlicks finden, so z. B. südöstlich vom Bütlingersee oder nördlich von Lüdershausen; den Sand dürften in beiden Fällen die nahen Thalsandrücken geliefert haben. Nordwestlich von Marienthal, wo ebenfalls Sand auf Schlick liegt und wo er nicht durch Deichbrüche oder direct vom Flusse aufgespült sein kann, dürfte diese Auflagerung dadurch zu Stande gekommen sein, dass ein vielleicht oberhalb Artlenburg durch Deichbruch eingedrungenes Hochwasser von S. her das nördlich von dem Thalsandzuge liegende Marschgebiet übersandet hat, indem es den Sand von jenen Thalsandinseln entnahm, wenigstens scheinen die zwischen den Sandrücken auftretenden Kolke auf Ausstrudelungen durch ein derartiges Hochwasser hinzudeuten.

Ueber ein Phosphoritvorkommen im Mittelmiocän.

In einem Geschiebeblock von mittelmiocänem (Reinbecker) Gestein, den Herr Dr. Müller im Sommer 1898 bei einer Be-

gehung des rechten Elbufers unterhalb Lauenburg bei Tesperhude auffand und mir zur Präparation und Bestimmung des Fossilinhalts übergab, liessen sich Phosphoritknollen feststellen, ein Vorkommen, das aus dem Mittelmiocän, soviel ich wenigstens feststellen konnte, bis jetzt noch nicht bekannt geworden ist und deshalb einige Beachtung verdient.

Das die Phosphorite einschliessende Gestein ist ein schwach eisenschüssiger, vereinzelte Glimmerblättchen führender, etwas glaukonitischer Kalksandstein, aus dessen reichem Fossilinhalt ich nur *Murex inornatus* BEYR., *Ficula simplex* BEYR., *Fusus abruptus* BEYR., *F. sexcostatus* BEYR., *Cassis bicoronata* BEYR., *Conus Dujardini* DESH., *Voluta Bolli* KOCH anführe, lauter Arten, die schon längst aus dem mittelmiocänen[1]) Reinbecker Gestein bekannt sind, welch letzterem der vorliegende Block auch im Gesteinscharakter sehr ähnelt. Da nach einer mündlichen Mittheilung von Herrn Dr. GOTTSCHE solche Geschiebe, wie das in Rede stehende, in der Gegend von Tesperhude nicht selten sein sollen, so dürfte das anstehende Gestein in grösster Nähe zu erwarten sein. Die chemische Zusammensetzung dieses Kalksandsteines erhellt aus der nachstehenden Analyse, die ebenso wie die weiter unten folgende des Phosphorits von Herrn Dr. KLÜSS im Laboratorium der Königl. geologischen Landesanstalt und Bergakademie ausgeführt wurde. Das Gestein enthält:

Fe	2,75 pCt.
CaO	21,17 »
CO_2	17,39 »
P_2O_5	0,46 »
SiO_2	Rest,
H_2O	
Organische Substanz	

ausserdem Al, Mg und K in unbedeutenden Mengen.

Die in diesem Gestein sich findenden Phosphoritknollen sind von dunkelbrauner Farbe und zum Theil von einigermaassen

[1]) v. KOENEN, Ueber das norddeutsche und belgische Oberoligocän und Miocän. Neues Jahrbuch für Mineralogie etc. 1886, I, S. 83.

kugeliger oder ellipsoïder Gestalt, zum Theil aber auch recht absonderlich geformt, indem Verschmelzungen zwischen benachbarten Knollen stattgefunden zu haben scheinen, bisweilen erfüllt der Phosphorit nur das Innere von Gastropodenschalen, während an der Mündung sich schon wieder das Nebengestein einstellt, oder er sitzt Bivalvenschalen auf, dringt auch wohl in das Innere derselben ein. Die Dimensionen der vorliegenden Stücke pflegen den grössten Durchmesser von 5 Centimeter nicht zu überschreiten. Die Oberfläche der Knollen ist rauh, keineswegs abgerollt, vielmehr sind Knollen und Nebengestein so innig mit einander verwachsen, dass es schwer hält, die Phosphorite trotz ihres zäheren Gefüges unverletzt aus dem Nebengestein mit dem Hammer zu isoliren. Petrographisch sind diese Phosphorite Sandsteine mit phosphoritischem Bindemittel und spärlichen Glimmerblättchen, nur in ganz kleinen Partien tritt im Innern der Knollen bisweilen ein reinerer Phosphorit auf, in dem makroskopisch wenigstens Quarzkörner nicht zu erkennen sind. Unter dem Mikroskop zeigte ein Dünnschliff ein Aggregat von theils abgerundeten, theils noch scharfkantigen Quarzkörnern, verkittet durch ein gelbbraunes Cement, das vielfach um die Quarze herum eine Lagenstructur annimmt, wie sie CREDNER[1]) beschreibt, auch wohl Lücken zwischen den einzelnen Körnern frei lässt. Ganz gewöhnlich folgt auf eine innere, sich an das Quarzkorn anschliessende, hellere Cementlage eine äussere, viel dunklere und füllt die Lücken aus. Bisweilen dringt auch das phosphoritische Bindemittel in die Sprünge des Quarzes und zwischen die Spaltfugen der vereinzelt vorkommenden Glimmerblättchen ein. Ziemlich selten schliesst das Cement noch dunkelgrüne Körnchen ein, die wohl als Glaukonit zu deuten sind. Die chemische Zusammensetzung des Phosphorits ist folgende:

Fe	2,84 pCt.
CaO	21,64 »
CO_2	3,82 »
P_2O_5	12,73 »

[1]) CREDNER, Phosphoritknollen des Leipziger Mitteloligocäns S. 11.

SiO_2 theils als Quarz, theils gebunden	Rest.
H_2O	
Organische Substanz	

Al, Mg und K waren in Spuren vorhanden, doch fehlte das sonst in Phosphoriten nicht ungewöhnliche Fluor gänzlich. Die gefundene Menge P_2O_5 würde einem Gehalte von 27,79 pCt. $Ca_3(PO_4)_2$ in den Knollen entsprechen. Auf gleichzeitige Anwesenheit von $CaCO_3$ deutet die nicht unerhebliche Menge von CO_2 hin und zwar würden jene 3,82 pCt. CO_2 8,68 pCt. $CaCO_3$ vom Gesammtgewicht der Knolle ausmachen.

Da nun die Knollen dieselben Fossilien wie das Nebengestein umschliessen, in besonders grosser Zahl Röhren von *Ditrupa*, die ebenso wie alle übrigen Fossilien mit der Kalkschale erhalten sind, und da die Schalen oft zum Theil in der Knolle, zum anderen Theil im Nebengestein stecken, ohne dass dieser letztere Theil selbst bei zart sculptirten Schalen eine Spur von Abrollung zeigte, so muss angenommen werden, dass die Phosphorite im Gestein selbst durch Concretion entstanden sind, sich also auf primärer Lagerstätte befinden. Die Bildungsweise unserer Phosphorite scheint mir dieselbe gewesen zu sein wie die von CREDNER (l. c.) für die des Leipziger Mitteloligocäns in Anspruch genommene, nämlich beruhend auf einer gegenseitigen Einwirkung von Lösungen von Ammoniumphosphat und von Calciumbicarbonat, nur mit dem Unterschiede, dass in unserem Falle das Calciumbicarbonat nicht aus der Auflösung von Kalkschalen, sondern des im Nebengestein reichlich vorhandenen Kalkes hervorging, und dass demnach die Fossilreste in unseren Phosphoriten nur die Ansatzpunkte bei der Concretionsbildung abgaben. So erklärt es sich, dass die Kalkschalen in den Phosphoriten des Reinbecker Gesteins erhalten bleiben konnten, während sie in denen des Leipziger Mitteloligocäns als einziger Kalkvorrath verbraucht und somit gänzlich verschwunden sind.

H. SCHROEDER: Mittheilung über die geologischen Aufnahmen bei Stade.

Im Stader Arbeitsgebiet wurde das Blatt Stade und der westelbische Theil des Blattes Uetersen, fertig gestellt und das Blatt Hagen begonnen.

Der im Allgemeinen NW.—SO. verlaufende Elbe-Thalrand gliedert sich von Cuxhaven bis Harburg in 3 Buchten, deren nordwestlichste, die Hadelner Bucht, tief in das Plateau eindringt, deren beide südöstliche, die Kehdinger und Altländer Bucht, nur flach concave Bögen beschreiben. Auf dem Vorsprung zwischen den beiden letztgenannten Buchten, der wahrscheinlich durch das dort auftretende ältere Gebirge veranlasst ist, liegt die Stadt Stade. Von hier aus südostwärts innerhalb der Altländer Bucht ist der Thalrand eine fast einheitlich und ununterbrochen fortlaufende Linie zwischen Diluvium und Alluvium resp. Thal-Diluvium. Im Gegensatz dazu gestaltet sich nordwestwärts innerhalb der Kehdinger Bucht der Rand sehr complicirt. Zunächst durchschneidet ihn zwischen der Stadt Stade und dem Hohenwedel das Schwingethal; der NW.—SO. gerichtete Rand des letzteren Berges hat seine Fortsetzung mit genau gleicher Richtung in einer Reihe langgezogener Inseln, von denen die Gross- und die Klein-Villaher die grössten sind. Diese Inseln, deren NO.-Ränder die Verbreitungsgrenze des zu Tage liegenden und auch des unter dem Kehdinger Hochmoor befindlichen Elbschlickes abgeben, werden durch einen von Burg am Westrande des Blattes Stade bis zum Hohenwedel ziehenden Moorstreifen von dem mehr geschlossen südwestwärts auftretenden Plateau geschieden. Dieses ist dann noch wieder zerschnitten durch drei N.—S. bis NO.—SW. verlaufende Senken: 1) die Hohenwedeler Senke, welche sich südwärts sehr bald mit dem Schwingethal vereinigt, 2) die Haddorfer Senke, die nach SW. in Hochmoor übergeht, 3) die Hammaher Senke.

Der grösste Theil der Hochfläche befindet sich in einer Höhenlage zwischen 10 und 20 Meter. Nach Süden am Südrande des Blattes Hagen steigt sie darüber allmählich hinaus. Besonders hervorragende Terrainaufwölbungen sind die vom Schwingethal

und der Hohenwedeler Senke eingefassten zusammenhängenden Berge: Schwarze Berg (Blatt Hagen 34,3), der Berg, auf welchem der Stader Wasserthurm steht, von fast gleicher Höhe, und der Hohewedel (Blatt Stade 29,4 Meter); ferner der Lohberg (Blatt Hagen 41,5) zwischen Hohenwedeler und Haddorfer Senke.

Das Stader Aeltere Gebirge ist noch nicht in der Aufnahme vollendet. Erwähnen will ich nur, dass in der Ziegeleigrube am Hohenwedel einige Sandsteinbänke NO.—SW. streichen und mit 50—60° nach NW. fallen, zweitens dass in der Ziegeleigrube am Horst die Sandstein- und Gipsbänke ONO.—WSW. streichen und mit 50—60° nach NNW. fallen.

Die Kartirung des Diluviums hat das Resultat ergeben, dass die Geschiebelehme nur langgezogene linsenförmige Einlagerungen im Sande oder die Sande nur linsenförmige Einlagerungen im Geschiebelehm sind. So zeigt eine Grube in der Nähe von Hammah 3 Geschiebelehme, die NW.—SO. streichen und mit ca. 40° nordöstlich fallen, und durch sandig-grandige Zwischenmittel von einander getrennt sind. Ausserdem beobachtet man in Geschiebelehmaufschlüssen, dass sich vielfach Linsen von geschichtetem Material in die Grundmoränenmasse einschieben und so eine Zertheilung des Geschiebelehms in mehrere Bänke einleiten. Ferner hat die Oberflächenkartirung, namentlich des Hohenwedel und des Schwarzen Berges westlich Stade eine ganze Serie zum Theil steil aufgerichteter, mehr oder weniger mächtiger Geschiebelehmbänke ergeben, die durch meist mächtigere Zwischenmittel von einander geschieden sind. Auch lassen sich die einzelnen Bänke, selbst wenn sie mächtiger sind, nicht auf weite Strecken verfolgen; z. Th. mag dieser Umstand wohl in der Bedeckung des ganzen Schichtensystems mit Geschiebesand bedingt sein, z. Th. ist daran aber auch sicherlich das Auskeilen der Grundmoränen und ihre Vertretung durch fluvioglaciales Material Schuld.

Man müsste das Ganze als Product einer einzigen Vergletscherung auffassen und für das Stader Gebiet mehrfache Oscillationen eines Inlandeises annehmen, wenn nicht bereits im Jahre 1879 in dem Eisenbahneinschnitt am Schwarzen Berge bei

Stade eine Conchylienbank mit gemässigter Fauna gefunden wäre, welche nach unseren neueren Anschauungen zur Annahme einer Interglacialzeit und zweier glacialer Perioden führt. Das Profil ist von FOCKE, Abhandlungen des naturwissenschaftlichen Vereins zu Bremen VII, 1882, S. 281, Taf. XX genau beschrieben.

Bei der Wichtigkeit, welche dasselbe für die Gliederung des Nordhannöverschen Diluviums besitzt, nahm ich, nachdem die Herren Senator HOLTERMANN und Baurath GRAVENHORST, denen das Profil seit seiner ersten Aufdeckung bekannt war, mich in liebenswürdigster Weise orientirt hatten, eine Aufgrabung vor, indem ich einen ca. 1/2 Meter breiten und bis 1 1/2 Meter tiefen Graben durch das planirte Gebiet südlich der Bahnstrecke zog. Das Ergebniss war betreffs der Austernbank ein negatives; dieselbe wurde nicht aufgefunden. Dagegen lohnte sich die Mühe durch eine Anzahl anderer neuer Beobachtungen. Zudem ergiebt sich die Lage der Austernbank in dem neuaufgedeckten Profil mit voller Sicherheit aus der fast vollkommenen Uebereinstimmung meiner Beobachtungen und der FOCKE'schen Darstellung.

Ich beginne meine Beschreibung von dem direct östlich des Eisenbahneinschnittes anstehenden Zechstein an.

In den höchsten Lagen desselben, die in einen zähen, schichtungslosen, rothen Thon umgewandelt sind, finden sich häufig Geschiebe nordischer Herkunft, oder dieselben sind mehr oder minder dicht über die Oberfläche des rothen Thones vertheilt. Ueber diesen als Localmoräne (a) zu bezeichnenden Ablagerungen folgen mehrere Meter mächtige Sande (b), die reich an Glimmer und thonigen Lagen und durch eine starke Beimengung von Zechsteinmaterial häufig roth gefärbt sind. Darüber lagert ein bis 2 Meter mächtiger Geschiebelehm (c) von brauner und gelber Farbe, reich an krystallinen nordischen Geschieben, Feuersteinen und vereinzelten rothen Sandsteinen, die aus dem benachbarten Zechstein herstammen. Die Schichten a, b, c sind an der Nordwestseite der Strasse durch die Schifferthorsvorstadt bis zu dem Einschnitt, der die Terrainwelle zwischen Hohenwedel und Schwarzenberg durchschneidet, mehrfach aufgeschlossen. Darüber folgt eine Schichtenfolge von Sanden und Granden (d) und dann

ein mächtiger Geschiebemergel (e). Die Schichten streichen hier NNO.—SSW. und fallen flach nach WNW.

Den letzteren in seiner Oberflächenerstreckung kartirten Geschiebemergel halte ich für denselben, der von mir als der östlichste in dem Eisenbahneinschnitt am Schwarzenberge bei Stade aufgedeckt wurde. Es folgen dann weiter nach Westen zu:

			Meter
f)	Grandiger Sand	ca.	10 [1])
g)	Sand. Fallen 45°	»	40
h)	Geschiebemergel	»	0,5
i)	**Schwarzer Thonmergel mit Saxicava pholadis, Modiolaria corrugata** und Foraminiferen	»	3
k)	Sand, in der Mitte mit einer 0,5 Meter mächtigen Bank feinsandigen Thones .	»	25
l)	Geschiebemergel	»	13
m)	Sand	»	7
n)	**Schwarzer Thonmergel mit Saxicava pholadis, Saxicava arctica, Modiolaria corrugata, Yoldia arctica, Yoldia intermedia, Cylichna propinqua,** Foraminiferen. Das Fallen beträgt in der Nähe des Eisenbahndammes 75°, etwas weiter südlich dagegen nur 50°. Die petrographische Beschaffenheit wechselt; einzelne Lagen sind sehr fett und vollständig geschiebefrei; andere sind sandig und führen Geschiebe von nordischen Gesteinen, Feuerstein und Sandsteinen des Zechsteins bis zu Kindskopfgrösse, so dass sie fast Grundmoränenstructur erhalten. In sämmtlichen Lagen sind Hauptfossilien *Saxicava rugosa* und *Modiolaria corru-*		

[1]) Die Zahlen bezeichnen nicht die Mächtigkeit, sondern die Breite des Ausstrichs an der Horizontalfläche. Die wahren Mächtigkeiten sind um so geringer, je flacher das Fallen ist.

		Meter
	gata; die Yoldien sind seltener. Die Lamellibranchier sind sämmtlich mit beiden Klappen erhalten	ca. 2
o)	**Austernbank** mit *Ostrea edulis*, *Mytilus edulis*, *Cardium edule*, *Tellina baltica*, *Mactra subtruncata*, *Mya truncata?*, *Pholas crispata*, *Buccinum undatum*, *Balanus* sp. Von mir ist diese Ablagerung nicht beobachtet, aber nach der FOCKE'schen Beschreibung zweifellos an dieser Stelle befindlich. Die Austernschalen, welche mir Herr Senator HOLTERMANN für die geologische Landesanstalt schenkte, haben sich, ihrer vorzüglichen Erhaltung nach zu urtheilen, sicherlich an primärer Lagerstätte befunden	» 0,1
p)	Sand	» 18
q)	Geschiebemergel. Fallen der Grenze zu p) 70°	» 16
r)	Sand	» 18
s)	Geschiebemergel. Fallen der Grenze zu r) 40°	» 4
t)	Sand, in der Mitte mit einer dünnen Lage Feinsand	» 7
u)	Geschiebemergel	» 2,5
v)	Sand	» 12
w)	Geschiebemergel	» 6
x)	**Schwarzer Thonmergel mit Saxicava rugosa, Modiolaria corrugata** und Foraminiferen. Fallen 35°.	

Hier ist der Eisenbahneinschnitt durch die Ueberführung der Chaussee Stade-Himmelpforten unterbrochen. Auf der anderen Seite desselben ist noch ein Geschiebemergel (y) beobachtet.

Die Schichten streichen NO. bezw. NNO.—SW. bezw. SSW. und fallen nach NW. bezw. WNW. ein. Auch die Oberflächen-

kartirung hat ein gleiches Streichen und Fallen für die in Folge der Steilaufrichtung als schmale Bänder zu Tage kommenden Geschiebemergel innerhalb einer bedeutenden Strecke nördlich über den Wasserthurmberg weg und auch südlich des Eisenbahneinschnittes ergeben. Auf den Höhen des Hohenwedel und des Schwarzenberges streichen die Schichten mehr ONO.—WSW. und fallen NNW. Der Grad der Neigung ist in der Mitte des Profils am grössten, ebenso wie etwas unter der Höhe des Wasserthurmberges fast saigere Schichtenstellung beobachtet ist. — Die 3 Punkte schwarzen Thonmergels, die ich auf dem Wasserthurmberg und Hohenwedel noch durch Bohrungen beobachtet habe, liegen ebenfalls im allgemeinen Fortstreichen der Thonmergel des Profils am Eisenbahneinschnitt.

Vergleicht man das von mir aufgenommene Profil mit dem FOCKE'schen, so ergiebt sich folgende Parallelisation:

FOCKE'sches Profil.	
d) »Kies«	g) Sand.
e) »Fetter brauner Lehm mit kleinen Steinen«	h) Geschiebemergel.
f) »**Schwarzer** (trocken grauer) **Thon**« nach S. 289 mit **Muschelresten** .	i) **Schwarzer Thonmergel mit Saxicava** etc.
g) »Sand mit unregelmässigen gelbbraunen Bändern und Kieseinlagerung«. h) »Geschichteter, fester, sandiger Lehm«. i) »Feiner heller Sand; darin einzelne Bänder mit Kies und rothem Thon.	k) Sand, in der Mitte mit einer 0,5 Meter mächtigen Bank feinsandigen Thones.
k) »Thoniger Blocklehm« . . .	l) Geschiebemergel.
l) »Unregelmässige, nach oben verworrene, Lager von Sand und Kies«. m) »Kies«.	m) Sand.

n) »Brauner (trocken gelber) **Thon** oder fetter Lehm«.	n) **Schwarzer Thonmergel mit Saxicava** etc.
o) »**Austernbank**«	o)
p) »Sand; darin eingelagert«: q) »Sand mit Bändern von Kies und rothem Thon«. r) »Thoniger Blocklehm«. s) »Sand«. t) »Lehmiger Sand«. u) »Sand und Kiesschichten«.	p—w) Wechsellagernde Sande und Geschiebemergel.
v) »Brauner (trocken gelber) **Thon mit Muschelresten**«.	x) **Schwarzer Thonmergel mit Saxicava.**
w) »Im November 1879 noch nicht angestochen«. x) »Geschichteter Sand«.	Viaduct.
y) »Blocklehm«	y) Geschiebemergel.

Die Uebereinstimmung zwischen dem FOCKE'schen Profil und dem von mir beobachteten, ist so vollkommen ausreichend, dass über die Lage der von mir nicht aufgefundenen Austernbank kein Zweifel sein kann. Die Abweichungen meiner Beobachtungen gegen die FOCKE'schen, die sich eigentlich nur auf petrographische Beschaffenheit der Schichten p—u beziehen, finden ihre Erklärung in dem Umstande, dass meine Beobachtungen z. Th. etwas weiter südlich gemacht sind und hier die vielfach beobachtete Vertretung von Grundmoränen und fluvioglacialen Bildungen ein Auftreten von 4 Grundmoränenbänken gegenüber der einen von FOCKE beobachteten veranlasst hat. Wenn FOCKE nur in den schwarzen Thonen v und f und nicht auch in n Conchylien gefunden hat, so liegt das nur an der mehr oder minder genauen Untersuchung.

FOCKE[1]) erkennt in dem beschriebenen Profil die dreimalige Wiederholung folgender Schichtenfolge:

a) Blocklehm (mit mergeligen und mit kalkarmen Partien).

b) Präglacialsand, nach unten zu in gröberen Sand über-

[1]) l. c. S. 288.

gehend und mit eingelagerten kiesigen und lehmigen Schichten.

c) Thon mit Muschelresten, bei n mit einer Austernbank.

d) Kies

eine Schichtenfolge, die für ganz Nord-Hannover die normale sein soll [1]). Dass letzteres nicht der Fall ist, haben bereits die Specialuntersuchungen des Jahres 1898 gezeigt. Das Vorhandensein einer ungeschichteten glacialen und einer dieselbe unterteufenden geschichteten Ablagerung ist entschieden zu bestreiten, vielmehr ist das Verhältniss der glacialen Grundmoränen und der fluvioglacialen Gebilde das einer mehrfachen Wechsellagerung, eines gegenseitigen Auskeilens und Vertretens und einer mehrfachen Wiederholung in einem Profil. Die Schichtenfolge vom Schwarzenberge entspricht also in ihrer mehrfachen Wiederholung von geschichteten und ungeschichteten Gebilden durchaus den sonst auch bei Stade beobachteten normalen Verhältnissen [2]). Sie hat durchaus nichts Auffallendes und besitzt auch in anderen Gebieten Norddeutschlands ihres Gleichen. So giebt GOTTSCHE [3]) für eine Bohrung in Hamburg, Horn, Hornerlandstrasse 85 einen wenigstens 5 maligen Wechsel von Geschiebemergel und fluvioglacialen Bildungen an. Ebenso sind mehrere durch sandige Zwischenmittel getrennte Geschiebemergel seit Langem durch BERENDT, JENTZSCH und Andere aus dem Osten der Monarchie bekannt.

Um die von ihm angenommene dreimalige (meine Beobachtungen haben noch 3 weitere Geschiebemergel im Liegenden ergeben) Wiederholung seines Normalprofils und zugleich die starke Neigung der Schichten zu erklären, nimmt FOCKE einen Einsturz der oben erwähnten Hohenwedeler Senke, welche den Hügelzug Hohenwedel-Schwarzer Berg westlich begleitet an. Offenbar sollen Theile seiner normalen Schichtenfolge Blocklehm, Präglacialsand etc.

---

[1]) Siehe auch Festschrift zur 50jährigen Jubelfeier des Provinzial-Landwirthschafts-Vereins für den Landdrosteibezirk Stade I, S. 140.

[2]) Siehe oben S. 111.

[3]) Die tiefsten Glacialablagerungen der Gegend von Hamburg. Mittheilungen der geographischen Gesellschaft zu Hamburg XIII, S. 6.

zweimal staffelförmig übereinander abgerutscht sein, wobei in die Bruchstücken Sand und Kies nachgestürzt ist[1]. WEBER[2]) ist nicht im Zweifel, dass in dem Stader Profil eine mehrmalige Faltung, die durch einen Erdfall verursacht ist, vorliegt. Wie bei derartigen Vorgängen das schüttige Material das bis auf geringen Schwankungen gleichmässige Streichen — FOCKE selbst betont dasselbe mehrmals — und auch das Fallen nach derselben Himmelsrichtung (wenn auch mit verschiedener Stärke der Neigung) beibehalten haben soll, ist mir unverständlich, zumal gleiches Fallen und Streichen sowohl südlich als nördlich des Eisenbahneinschnittes im weiteren Verlauf der Schichten beobachtet sind. Meines Erachtens müsste die Folge eines derartigen Vorganges ein wüstes Durcheinander sein.

GOTTSCHE[3]), will das Profil am Schwarzen Berge nicht ohne Weiteres im FOCKE'schen Sinne deuten, kann sich aber ebenso wenig dazu verstehen, darin eine fortlaufende Schichtenfolge zu erkennen. Ich sehe keinen Grund vorliegen, letzteres nicht zu thun; diese Erkenntniss entspricht den directen Beobachtungen, während die FOCKE'sche Deutung nur den Versuch darstellt, die Beobachtungen am Schwarzenberge in das von ihm vermeintlich als normal erkannte Schema einzuzwängen.

Der vielfache Wechsel von Grundmoränen und versteinerungsleeren fluvioglacialen Sanden, Granden und wenig mächtigen Thonbänkchen wird in dem Profil am Schwarzenberge unterbrochen, erstens durch 3 versteinerungsführende Bänke schwarzen Thonmergels. In allen dreien habe ich *Saxicava pholadis* L. in zahllosen stets zweiklappigen Exemplaren beobachtet. Weniger häufig aber auch in allen drei Bänken ist *Modiolaria corrugata* STIMPS., leicht kenntlich auch in Bruchstücken an dem starken Perlmutterglanz und der eigenthümlichen Oberflächensculptur. Ebenso finden sich in sämmtlichen Thonbänken Foraminiferen, deren eine Form Herr Dr. ZEISE als *Nonionina depressula* be-

---

[1]) Siehe l. c. S. 288.

[2]) Ueber die fossile Flora von Honerdingen S. 456 Anm.

[3]) Die Endmoränen und das marine Diluvium Schleswig-Holsteins. Mittheilungen der geographischen Gesellschaft XIII, 2, S. 38.

stimmte. In der mittelsten Thonbank, derjenigen, welcher die Austernbank aufsitzt, sind in Folge genauerer Untersuchung noch andere Formen gefunden; offenbar würden sich die nachbenannten Formen bei weiterem Suchen auch in den anderen Thonbänken finden. In erster Linie ist zu nennen: in mehreren Exemplaren eine niedrige, mehr längliche *Yoldia*, die ich als *Yoldia intermedia* M. SARS bezeichnen möchte, ferner ein Exemplar der hohen *Yoldia arctica* GRAY, der *Saxicava arctica* L., welche von manchen Autoren für eine Jugendform der *Saxicava pholadis* gehalten wird. Von Gastropoden fand ich ein gut erhaltenes Exemplar von *Cylichna propinqua* GRAY und unbestimmbare Reste. Herr Geheimrath Prof. Dr. VON MARTENS hatte die Liebenswürdigkeit, mir bei der Bestimmung der Conchylien dieses Fundortes und des Lamstedter [1]) behilflich zu sein.

Sonach ist die Fauna der Stader *Saxicava*-Thone eine arktische und gehören diese Ablagerungen zu der »Arktischen Gruppe« GOTTSCHE's, in welche er die Fundorte Rensing, Esbjerg, Itzehoe und Rögle Klint aufnimmt. Von diesen bezeichnet GOTTSCHE Itzehoe und Rögle Klint »sicher älter als Unterer Geschiebemergel, aber fraglich, ob interglacial I oder präglacial« und

[1]) Ein Besuch des durch GOTTSCHE bekannten Fundortes Werth's Ziegelei bei Lamstedt, unter Führung der Herrn Baurath GRAVENHORST, lehrte mich folgendes Profil kennen:

a) Sandige Thonmergel mit *Leda pernula*, *Tellina baltica*, *Astarte compressa*, *Cardium* sp., *Cyprina islandica*, *Mya truncata*, *Ostrea edulis*, *Mytilus edulis*, *Natica Alderi*, *Litorina litorea*. In den höchsten Lagen überwiegt *Cyprina islandica*, auch ist dort *Ostrea edulis* gefunden, während in der tieferen Lage mehr boreale Formen wie *Leda pernula* und *Astarte compressa* überwiegen.

b) Rother Thonmergel mit 0,75 Meter Mächtigkeit; er streicht NNO.—SSW. und fällt mit 21^0 nach OSO. Keine Fauna.

c) z. Th. schiefrige Thonmergel mit Sandschmitzen wenigstens 5 Meter mächtig, bisher ohne Versteinerungen. Nach dem Liegenden übergehend in

d) mächtige Thonmergel mit *Saxicava pholadis* und *Modiolaria corrugata*.

Die Schichten sind abgeschnitten durch horizontal lagernde Sande, an deren Basis mehrfach grosse Geschiebe auftreten.

Es ist mit Wahrscheinlichkeit anzunehmen, dass in den Lamstedter Thonen vom Liegenden zum Hangenden ein Wechsel von arktischen zu borealen und gemässigten Formen stattfindet und somit direct klimatische Schwankungen angedeutet werden.

Esbjerg und Rensing »wahrscheinlich älter als Unterer Geschiebemergel, aber fraglich, ob interglacial I oder präglacial«.

Präglacial können die Stader Thone nicht sein, da ihre tiefste Bank von zweifellosen Grundmoränen unterteuft wird. Betreffs der Bezeichnung als interglacial kann ich mich principaliter dem allgemeinen Gebrauch[1]), der Ablagerungen mit arktischer Fauna als interglacial bezeichnet oder deren interglaciales Alter erörtert, nicht anschliessen. Einmal verbietet sich das aus sachlichen Gründen, die in der Zusammensetzung der Fauna liegen, und dann empfiehlt es sich nicht aus formalen Gründen, da es doch nach Möglichkeit vermieden werden muss, den noch immer vorhandenen Gegner der Annahme mehrerer Vergletscherungen zu leichte Angriffspunkte zu bieten. Die *Saxicava*-Thone des Schwarzenberges sind zweifellos in der Nähe des Eisrandes entstandene marine Sedimente; ausser ihrer Fauna spricht auch dafür die Beimengung von groben grandigem und gar Geschiebe-Material, das nicht etwa in gesonderten Lagen auftritt, sondern so innig und regellos mit dem Thon vermengt ist, dass einzelne Partien, welche ebenfalls zahlreiche zweiklappige Conchylien enthalten, vollständig die Structur der Grundmoräne erhalten. Die Stader *Saxicava*-Thone sind glacialen Ursprungs.

Interglacialen Alters kann nur die Austernbank sein, welche der mittelsten Thonbank aufsitzt und vermöge ihrer Fauna nur in gemässigter Meerestemperatur entstehen konnte.

Eine Ablagerung mit gemässigter Fauna wird hier also überlagert und unterteuft von Ablagerungen mit arktischer Fauna. Es bieten somit die Stader Sedimente den in Norddeutschland seltenen Fall dar, Klimaschwankungen direct in einem Profil nachzuweisen.

Da die vielfache Wechsellagerung von Grundmoränen und fluvioglacialen Sedimenten, zu denen auch die Stader Thonmergel gehören, demnach keine Schwierigkeiten darbietet, so kann ja in der Aufrichtung der Schichten bei gleichbleibendem Fallen und Streichen

[1]) Ausser Gottsche siehe z. B. Keilhack in »Neuere Forschungen auf dem Gebiete der Glacialgeologie etc. Dieses Jahrb. 1897, S. 83 und Jentzsch, dieses Jahrb. 1898.

kein genügender Grund vorhanden sein, dieselben nicht für eine fortlaufende Serie zu halten. Wodurch die Aufrichtung veranlasst wurde, das ist eine Frage, die ich hier nicht erörtern will, da erst die Aufnahme des folgenden Jahres abgewartet werden muss. Die ungezwungene Deutung des Profils am Schwarzenberge, ergiebt das Resultat, dass das Stader Gebiet Ablagerungen zweier Inlandeisperioden, deren jede marine Thone führt, und einer sie trennenden Interglacialzeit, deren Absätze ebenfalls marine sind, enthält.

Welcher der drei Glacialperioden und der zwei sie trennenden Interglacialperioden dieselben jedoch angehören, darüber kann ich keine vollständig sichere Entscheidung treffen.

Gottsche giebt in der Nähe von Hamburg 2 Interglacialzeiten an; er rechnet die Austernbank von Blankenese zur zweiten und die bei Dockenhuden, Nienstedten und Hamm erbohrten marinen Schichten zur ersten Interglacialzeit. Die Beweisgründe hierfür sind vornehmlich die sehr verschiedene Höhenlage (Blankenese Oberkante + 40, + 55 und + 62; Dockenhuden etc. — 13,6 — 13,5 und — 46,4 und — 39,2) und die grosse Mächtigkeit des Geschiebemergels (Hamm bis 23, Dockenhuden bis 33 Meter), der die letztgenannten Schichten überlagert und deshalb als Unterer angesehen wird.

Die Voraussetzung, unter der der erste Beweisgrund Giltigkeit hat, ist die einigermaassen ungestörte Lagerung der Schichten, die sich aus der Bemerkung Zimmermann's, dass der die Austernbank unterteufende schwarze Thon mit 25—30° nach SSO. einfällt, und aus den Höhenangaben Gottsche's eigentlich nicht ergiebt, denn die Oberkante der Blankeneser Austernbank zeigt Differenzen von 22 Meter und die der Dockenhuder etc. Schichten sogar solche von 32,9 Meter. Immerhin ist in der Höhenlage zwischen beiden Horizonten noch ein grosser Sprung, der um so bemerkenswerther ist, als die Bohrung Dockenhuden nur 0,6 Kilometer SO. des Bahnhofs Blankenese und die Fundorte für die Austernbank ca. 1 Kilometer W. und WSW. desselben Bahnhofes liegen. Die Identität beider Ablagerungen ist nicht gerade un-

möglich, aber wenig wahrscheinlich. — Der zweite Beweisgrund, welcher die Dockenhuder Schichten in die erste Interglacialperiode verweist, die ausserordentliche Mächtigkeit des überlagernden Geschiebemergels, ist an und für sich auch nicht vollkommen ausreichend, da solch' grosse Mächtigkeiten auch bei Sedimenten, die der letzten Vergletscherung angehören, bekannt sind; er gewinnt einigermaassen an Giltigkeit erst durch folgende Betrachtung: wenn wirklich Sedimente der letzten Vereisung bis an die Unterelbe gereicht haben, so befinden wir uns hier doch wohl in dem Endigungsgebiet derselben und dürfen hier nur geringmächtige Sedimente erwarten; bis 30 Meter starke Grundmoränen dürften hier den älteren Vereisungen angehören.

Namentlich von diesem Gesichtspunkte aus bin ich geneigt, die Stader Ablagerungen der ersten und zweiten Vereisung zuzutheilen und die dort beobachteten interglacialen Schichten als Interglacial I aufzufassen, bemerke jedoch ausdrücklich, dass Beweise, die alle Zweifel ausschliessen, für diese Anschauung noch nicht vorhanden sind[1]).

Das am Schwarzenberge beobachtete Schichtensystem wird, wie FOCKE bereits bemerkt, discordant überlagert von Geschiebesand, dessen geologische Bedeutung mir vorläufig noch vollkommen unklar ist.

Die Stratigraphie des Diluviums des westlichen Schleswig-Holstein und Nord-Hannovers wird erst dann die jetzt noch fehlende Klarheit erhalten, wenn es gelingt, hier die Verbreitungsgrenzen der Vereisungen festzulegen. Wir hoffen, dass die geologische Specialkartirung, namentlich wenn sie möglichst bald den Anschluss an die schleswig-holsteinische Endmoräne findet, zu diesem Ziele führen wird.

---

[1]) WEBER, Ueber die fossile Flora von Honerdingen S. 456, Anm., hält die Stader Austernbank für äquivalent den Honerdingener Süsswasserkalken und somit ebenso wie ich für Interglacial I. Den stricten Beweis vermag auch er nicht zu bringen.

Monke: Bericht über die Aufnahmen auf den Blättern Horneburg und Uetersen.

Die im Sommer 1898 ausgeführten Untersuchungen betrafen Blatt Horneburg und den südwestlichen, zwischen der Schwinge und der Elbe gelegenen Theil des nördlich angrenzenden Blattes Uetersen. Der von SSO.—NNW. verlaufende alte Thalrand der Elbe gliedert das Gebiet derart in zwei geologisch wie landschaftlich verschiedene Theile, dass das südwestliche Drittel von Blatt Horneburg der diluvialen Hochfläche, der Geest, angehört, das übrige Areal aber, sowie der erwähnte Antheil von Blatt Uetersen der Elbniederung, der Marsch.

Aeltere Schichten als diluviale wurden auf Blatt Horneburg nicht angetroffen. Die rothen Zechsteinletten, welche auf den angrenzenden Blättern Stade und Hagen bei der Stadt Stade vielfach zu Tage treten, fehlen vollständig; selbst die auf den Grenzblättern nicht selten zu beobachtende Erscheinung, dass einzelne tiefere Diluvialschichten durch Aufnahme von Zechsteinmaterial roth gefärbt sind, oder Bruchstücke dieser Thone als Geschiebe führen, wurde auf Blatt Horneburg nicht beobachtet, obwohl der nächste Zechsteinaufschluss kaum 1 Kilometer vom Kartenrande entfernt liegt. Ebensowenig wurde bis jetzt eine Spur der thonigen, marinen Diluvialablagerungen aufgefunden, welche bei Stade nach wenig mächtigen Zwischenschichten den Zechstein überlagern. Hiernach ist anzunehmen, dass die tiefsten Diluvialschichten auf Blatt Horneburg nicht zu Tage treten.

Dagegen setzen die Schichtenstörungen, welche bei Stade mit dem Auftreten des Zechsteins verbunden sind, noch auf Blatt Horneburg fort, wie sich in einer unweit Stade an der Horneburger Chaussee gelegenen Kiesgrube beobachten liess. Eine etwa 1 Meter mächtige, von Sanden unterlagerte Bank von Geschiebelehm ist hier zu einem steilen Sattel aufgerichtet und in der Kuppe bis auf wenige Millimeter ausgewalzt. Auf dem allein aufgeschlossenen Ostflügel folgen dann weiter in geneigter Stellung über 10 Meter Sande und Grande, hierüber mehrere Meter Geschiebelehm und schliesslich wiederum mächtige Sande. Die höchsten

Lagen des oberen Geschiebelehms bestehen aus einer groben Geröllpackung, welche aber beim weiteren Fortstreichen sich zu einer mächtigen, keilförmig in den Geschiebelehm eindringenden Sandschicht entwickelt und so eine Zertheilung des Geschiebelehms in zwei Bänke herbeiführt. Dieser letzteren Erscheinung entspricht das in zahlreichen Fällen beobachtete Auftreten von kleineren Sandlagen im Geschiebelehm oder von Geschiebelehmbänken innerhalb der Sandmassen, ferner der Umstand, dass bei fast allen grösseren in dem Gebiete vorhandenen Sandflächen der Nachweis gebracht werden konnte, dass es sich hier nur um grössere, im Geschiebemergel eingebettete Sandlinsen handelt.

Diese Verhältnisse können nur erklärt werden durch ein wiederholtes Vor- und Rückwärtsschreiten des Inlandeises, es ist aber nicht möglich, irgend welche grösseren Intervalle, also verschiedene Perioden der Vereisung nachzuweisen, vielmehr müssen die sämmtlichen Bildungen als ein zusammengehöriges Ganze betrachtet und die vielfachen Wechsel von Sand und Geschiebelehm auf local beschränkte Schwankungen ein und derselben Vereisungsperiode zurückgeführt werden. Obwohl der geologische Zusammenhang unseres Gebietes mit den bereits kartographisch aufgenommenen nicht näher bekannt ist, so wurden doch sämmtliche Bildungen als unterdiluvial aufgefasst, da sie einmal bei Stade den Zechstein unmittelbar überlagern, und weil andererseits die ganze diluviale Hochfläche von einer bis 1 Meter mächtigen Decke von Geschiebesand überzogen ist, welche man in anderen Gebieten als das Residuum einer jüngeren Grundmoräne zu betrachten gewohnt ist. Es ist jedoch zu berücksichtigen, dass bei dem so häufigen Auftreten von Geschiebelehmbänken in den Sanden bezw. von Sandbänken im Geschiebelehm die durchgängige Geschiebesanddecke in unserem Gebiete sehr wohl auch durch eine oberflächliche Zerstörung der Schichten verursacht sein kann, ohne dass es nöthig ist, eine ehemalige allgemeine Bedeckung durch eine jüngere Grundmoräne anzunehmen.

Ohne Frage hat in dem ganzen Gebiete eine weitgehende Auswaschung und Zerstörung der Schichten an der Oberfläche stattgefunden. Bis zu einer Tiefe von 2 Meter ist auf Blatt Horne-

burg der Geschiebemergel durchweg vollständig entkalkt, nur in einigen tieferen Aufschlüssen am Geestrande konnte von etwa 4 Meter Tiefe ab ein Kalkgehalt nachgewiesen werden. Ebenso sind aus der schon ohnehin sehr sandigen Grundmoräne alle feineren Bestandtheile bis zu einer Tiefe von etwa 1 Meter fast stets mehr oder weniger vollständig fortgeführt.

Trotz dieser tiefgehenden Auswaschung der Schichten fehlt es auf der Geest doch an einem wohlentwickelten Flusssystem. Der einzige grössere Fluss ist die Aue, welche aber für die Entwässerung der Hochfläche auf Blatt Horneburg kaum in Betracht kommt. Das breite, mit Torf erfüllte Auethal, welches noch kurz vor Horneburg, wo die Aue als sogenannte Lühe in die Marsch eintritt, von dem Südrande der Karte geschnitten wird, wird etwa bis zur 10 Meter-Curve von humosen Sanden umsäumt, welche auch über Horneburg hinaus sowohl südwärts wie nordwärts längs des Steilabhanges der Geest weiter fortsetzen. Diese humosen Sande wurden trotz ihrer geringen Ausdehnung auf Blatt Horneburg und trotz ihrer wenig ausgeprägten Erscheinungsform nicht als Abschlemmmassen, sondern als Thalsande ausgeschieden, da einmal losgetrennte, von Torf umgürtete Sandinseln auftreten, und weil ferner diese Sande auf den weiter südwärts anschliessenden Blättern in eine breite, deutlich ausgebildete Thalterrasse übergehen. Abgesehen von den kurzen, schluchtenförmigen Thälern, welche vielfach in den Geestrand einschneiden, sind auf der eigentlichen Hochfläche nur eine Anzahl von grösseren und kleineren, flach eingesenkten und meist mit Torf erfüllten Wannen vorhanden, welche nur zum Theil einen natürlichen Abfluss haben und zwar fast ausschliesslich westwärts zur Schwinge, selten ostwärts zur Marsch.

Im Vergleich zur Geest gestalten sich die geologischen Verhältnisse in der Marsch höchst einfach. An den Steilabhang der Hochfläche lehnt sich als ein schmales Band ein Torflager und darüber folgt Schlick, der je weiter nach der Elbe zu an Mächtigkeit gewinnt. Sowohl die Grenze des Torfes gegen den Schlick hin, als auch die Grenzlinie, von wo ab in 2 Meter Tiefe kein Torf mehr unter dem Schlick erbohrt wurde, zeigen etwa in der

Höhe von Agathenburg eine deutliche Umbiegung aus der SSO. bis NNW. in die SO.—NW.-Richtung entsprechend dem Verlaufe des alten Elbthalrandes auf Blatt Stade. Ausserdem lassen die erwähnten beiden Grenzlinien local verschiedene Abweichungen von dem normalen, dem Geestrande annähernd parallelen Verlaufe erkennen, welche offenbar bedingt sind durch die streckenweise zu verschiedenen Zeiten erfolgte Eindeichung des Gebietes.

Das Torflager wird vorwiegend aus halbverwesten Schilfstengeln gebildet, untermischt mit zahlreichen Baumstämmen. Fast stets ist thoniges Material mehr oder weniger reichlich beigemengt, wie auch nicht selten dünne Thonschichten in regelloser Verbreitung dem Torflager eingeschaltet sind. Dementsprechend ist auch die Grenze gegen den überlagernden Schlick keine scharfe, sondern wird durch stark humose Thonschichten allmählich vermittelt. Der Schlick ist im ursprünglichen Zustande ein feinsandiger Thon, welcher untergeordnet kohlensauren Kalk, sowie Eisen-, Schwefel- und Humusverbindungen in wechselnder Menge enthält. Indessen ist in den meisten Fällen der Kalkgehalt bis zu einer Tiefe von 2 Meter und mehr vollständig verschwunden, ferner haben chemische Vorgänge oft mannichfache Aenderungen besonders in der Grenzregion gegen den Torf hin hervorgerufen, welche zwar den petrographischen Charakter der Schichten nicht auffallend verändern, vom landwirthschaftlichen Standpunkte aus aber von Bedeutung sind. Ob ein Theil der Schlickablagerungen unseres Gebietes bereits mariner oder doch brakischer Natur ist, konnte bis jetzt nicht entschieden werden. Nur ein einziges Mal wurde bei Bassenfleth auf Blatt Uetersen eine kleine, vorwiegend aus Limnaeen bestehende Fauna im Schlick beobachtet, welche vollständig der heute noch in der Elbe lebenden entspricht. Der Aufschluss liegt indessen bereits jenseits des Aussendeiches im heutigen Ueberschwemmungsgebiet etwa 700 Meter von der Elbe entfernt.

Wahnschaffe: Ueber meine Aufnahmen in der Priegnitz.

Das von mir unter Beihülfe des Herrn Dr. Weissermel im Frühjahr 1898 neu in Angriff genommene Aufnahmegebiet um-

fasst den westlichen Theil des Kreises Westpriegnitz und greift mit kleinen Stücken in die Provinzen Hannover und Sachsen über. Das zunächst von mir fertiggestellte Blatt Schilde, das sich unmittelbar an das heutige Elbstromgebiet bei Wittenberge anschliesst, bildet einen Ausschnitt aus der breiten Thalniederung, die aus der Vereinigung der grossen Diluvialhauptströme in der Abschmelzperiode der letzten Vereisung entstand. In den nördlichen Theil des Blattes greift ein Stück der diluvialen Hochfläche hinein, die das breite Diluvialthal auf der rechten Seite begrenzt und das flache Abdachungsgebiet des mecklenburgischen Höhenrückens darstellt.

Nachdem die Elbe die in den breiten Thälern des Glogau-Baruther, Warschau-Berliner und Thorn-Eberswalder Hauptstromes sich sammelnden Schmelzwasser des Inlandeises in sich aufgenommen hatte, erhielt naturgemäss das gemeinsame Abflussthal eine bedeutende Erweiterung. Zwischen den Rändern der Diluvialhochflächen bei Lanz und südlich von Arendsee beträgt die Breite dieses Thales ungefähr 25 Kilometer. Dass das nördliche Gehänge dieses von Quitzöbel bis zur Nordsee ganz gleichmässig in OSO.—WNW.-Richtung verlaufenden Elbthales sich nicht in gerader, ununterbrochener Linie von den Abhängen bei Havelberg, Toppeln und Nitzow über Lanz bis Alt Jabel fortsetzt, sondern bedeutende Ausbuchtungen nach Nordosten zu besitzt, ist dem Umstande zuzuschreiben, dass einmal die zwischen Osterburg und Havelberg mit nördlicher Stromrichtung in die Thalniederung eintretenden Wasser nach dieser Richtung hin einen Stoss ausübten und das Diluvialgehänge erodirten und dass zweitens von dem Inlandeisrande, dessen verschiedene Stillstandslagen durch die Endmoränenzüge im südlichen Mecklenburg angedeutet sind, Schmelzwasser ausgingen, die in SW.-Richtung dem Elbthale zuströmten und das Diluvialplateau durchfurchten und einebneten. Die noch heute den südlichen Theil Mecklenburgs entwässernden Rinnen des Stepenitz-, Löcknitz- und Elde-Flusses verdanken ihre Entstehung den Gletscherströmen, die von dem sich zurückziehenden Inlandeise ausgingen. Von einer zwischen Lanz und Nitzow gezogenen geraden Linie weicht der Rand der

diluvialen Hochfläche um ungefähr 10 Kilometer nach NO. zurück und der das breite alte Flussthal erfüllende Thalsand legt sich zwischen Laaslich und Kletzke auf das ganz flach und ohne Steilrand gegen das Thal sich absenkende Diluvialgebiet auf. Innerhalb der Thalsandfläche machen sich hier keine Terrassen bemerkbar, sondern es senkt sich dieselbe von einer Meereshöhe von 30 Meter am Plateaurande bei Sükow ganz allmählich bis zu 25 Meter bei Wittenberge herab. Die Mächtigkeit des Thalsandes ist in unmittelbarer Nähe der Diluvialhochfläche nur gering, denn es wurde beispielsweise bei Tonkithal in 1—1,5 Meter Tiefe Geschiebemergel darunter erbohrt. Die zur Erschliessung von Trinkwasser in der Stadt Wittenberge ausgeführten Bohrungen reichen meist nicht über 13 Meter Tiefe hinaus. In dieser Tiefe fanden sich gewöhnlich unter dem feinen Thalsande grobe Grande und vereinzelte grössere Geschiebe, die vielleicht einen Anhalt bieten, dass hier die älteren Diluvialablagerungen beginnen und das alte Thal demnach bis zu 13 Meter Tiefe mit Thalsanden zugeschüttet worden wäre.

Die weiteren Aufnahmen auf den an Blatt Schilde anstossenden Blättern werden namentlich die genetischen Beziehungen der Diluvialablagerungen zu den mecklenburgischen Endmoränenzügen festzustellen haben.

W. Weissermel: Bericht über die Aufnahme von Blatt Schnackenburg.

Blatt Schnackenburg fällt zum grössten Theil in das Gebiet des alten Elb-Urstromthales, und zwar liegt es an der Einmündungsstelle eines grösseren diluvialen Seitenthales, das heute von der Löcknitz durchflossen wird. Der grösste Theil des Blattes wird dem entsprechend eingenommen von Thalbildungen, dem jungdiluvialen Thalsand und dem alluvialen Elbschlick und Elbsand. Nur in einem kleinen bogenförmig begrenzten Stück greift von N. das Diluvial-Plateau in das Blatt ein. Der bis zu 20 Meter betragende Abfall des Plateaus ist gegen das Elbthal ziemlich steil, zum Löcknitzthal senkt sich die Hochfläche in allmählicher, grösstentheils durch Dünenüberwehung verdeckter Abdachung.

Das Diluvial-Plateau besteht im Bereich des Blattes aus einer am Thalrande bis über 20 Meter mächtigen Geschiebemergelplatte, die oberflächlich grösstentheils durch eine $1/_2$ bis über 2 Meter mächtige Decke Oberen Sandes verhüllt und von einigen durchragenden Kuppen Unteren Sandes durchbrochen wird. Wie diese grosse Ausbreitung Oberen Sandes, die noch weit in das nördlich anstossende Blatt Rambow eingreift, aufzufassen ist, ob sie vielleicht eine Sandrfläche darstellt, kann erst nach Aufnahme dieses Blattes entschieden werden. Das meist sehr feine Korn des Sandes und die Armuth an Geschieben, die nur stellenweise etwas häufiger vorkommen, sowie eine in einzelnen Aufschlüssen zu beobachtende Schichtung desselben scheinen auf fluvioglacialen Ursprung zu deuten.

Der Untere Sand, der durch seine Grandeinlagerungen ein technisch wichtiger Horizont ist, tritt in den zwei Durchragungskuppen, die vom Plateaurande abgeschnitten werden, in einer Mächtigkeit von etwa 20 Meter zu Tage. Das Vorhandensein einer undurchlässigen Schicht im Liegenden desselben wird durch kleine Quellen angedeutet, die am Fusse der Durchragungskuppe westlich von Lanz hervortreten. Doch war dieselbe durch Aufgrabung und Bohrung nicht zu erreichen.

Die Thalbildungen gliedern sich in die die Elbe auf beiden Seiten begleitende, im Durchschnitt etwa 4—5 Kilometer breite Schlickzone und die diese auf beiden Seiten einfassenden und vom Thalrande trennenden Thalsandstreifen.

Der Thalsand zeigt überall im Gebiete des Blattes ein sehr feines und gleichmässiges Korn als Anzeichen dafür, dass er in sehr langsam fliessendem Wasser abgelagert ist. Im SW. des Blattes enthält er auf grössere Erstreckung eine Einlagerung von sandigem Thon. In einem tieferen Brunnenbau in Schnackenburg sollen auch grandige Schichten in ihm angetroffen sein. Oberflächlich fehlen solche vollkommen.

In seinen Oberflächenformen bildet der Thalsand entweder weit ausgedehnte ebene Flächen oder flache, in der Thalrichtung langgestreckte Rücken, die meist durch Dünenaufwehung noch etwas erhöht sind. Als der Wasserspiegel des Urstroms so weit

gesunken war, dass diese Thalsandrücken nicht mehr überfluthet wurden, suchte sich das Wasser zwischen diesen einen Weg in schmalen, manchmal ziemlich tiefen Rinnen, die später, bei weiter sinkendem Wasserstande, je nachdem sie vom Flusse noch Materialzufuhr erhielten oder nicht, der Verschlickung oder der Vertorfung anheimfielen. Durch mehrfache Verlegung des Flusslaufes, wie sie noch in historischer Zeit stattgefunden hat, konnte es vorkommen, dass vertorfte alte Flussarme dem Wasser und der Schlicksedimentation wieder eröffnet wurden und so der Torf durch eine Schlickschicht überdeckt wurde. Beispiele hierfür bieten die schmale, nur schwach überschlickte Torfrinne, die sich, südlich von Capern beginnend, nach Holtorf hinzieht, ferner einzelne Theile des Seegethales, das Schlickbecken südöstlich von Wustrow, wo ein grösseres flaches Torfbecken unter dem Schlick liegt, und der nördliche Rand der Schlickzone nordwestlich von Gandow. Die Annahme einer postdiluvialen Landsenkung, wie sie KLOCKMANN für die Gegend zwischen Stendal, Rathenow und Havelberg ausgesprochen hat [1]), ist zur Erklärung der räumlich sehr beschränkten Torfvorkommen unter dem Schlick für unsere Gegend nicht nothwendig.

Das heutige Inundationsgebiet der Elbe zwischen den Deichen, z. B. zu beiden Seiten des Stromes bei Cumlosen, mit seinem Wechsel von Sandrücken und in der Verschlickung begriffenen Wasserarmen bietet dasselbe Bild, das wir in dem Wechsel von Thalsandrücken und -Inseln und Schlickarmen, besonders südlich von Lanz und im Seegethal, gewissermaassen fossil vor uns sehen.

Durch sein feines, gleichmässiges Korn begünstigte der Thalsand die Dünenbildung sehr, und dasselbe gilt von dem Oberen Sande im Gebiet des Blattes. Dünenzüge der verschiedensten Ausdehnung von kleinen, kaum ausscheidbaren Kuppen oder Wellen bis zu quadratkilometer-grossen Kuppenlabyrinthen sind denn auch sehr verbreitet, und man kann sagen, dass das Detail der Oberflächenformen im ganzen Gebiete, soweit es sandig ist, ein Werk des Windes darstellt. Die Erstreckung der Dünenzüge ist fast

---

[1]) Dieses Jahrbuch für 1883, S. 61—64.

durchweg eine ost-westliche, und zwar dürfte die Richtung, in der dieselben gewandert sind, vorwiegend eine nord-südliche gewesen sein. Nach S. setzen die Dünenkämme meist ziemlich scharf gegen die ebnere Umgebung ab, während sie nach N. durch immer kleiner werdende Kuppenzüge allmählich in die ebene Fläche des Thal- oder Oberen Sandes übergehen. Stellenweise ist ein nord-südliches Vordringen der Dünen direct nachzuweisen; so steht die grosse Düne zwischen Lanz und Lütkenwisch zum grossen Theil auf Schlick, auf den sie nur von N. her aufgelaufen sein kann.

Der Schlick, der fast die Hälfte des Blattes einnimmt, ist als gleichmässiger, reiner, kalkfreier Thon entwickelt, der nur stellenweise, so bei Holtorf, sandig wird oder Sandeinlagerungen enthält. In dem einzigen grösseren Aufschluss (Ziegeleigrube bei Schnackenburg) erscheint er deutlich geschichtet. Seine Mächtigkeit schwankt oft auf kurze Entfernung, geht jedoch auf grossen Flächen, so meist in der »Garbe« und dem Gebiet südlich von Gandow, constant über 2 Meter hinaus. Kleine Bodenerhebungen der fast tischebenen Schlicklandschaft, welche wahrzunehmen das Auge sich erst gewöhnen muss, ergeben stets eine geringere, oberflächliche Senken eine grössere Schlickmächtigkeit; beide entsprechen also Erhebungen bezw. Senkungen des Thalsanduntergrundes, dessen Oberflächenformen der Schlick in wesentlich gemildertem Maasse wiedergiebt.

Als Aequivalent des Schlickthons, an den Rändern in denselben übergehend, findet sich an zwei Stellen (südwestlich von Wustrow und zwischen Capern und Holtorf) ein feiner, mehr oder weniger thoniger Sand, der Schlicksand.

Die Ueberlagerungsgrenze zwischen Schlick und Thalsand ist häufig ganz scharf, sodass sie sich im Bohrlöffel deutlich markirt, häufig jedoch geht der Thon durch feinsandigen Thon und thonigen Sand allmählich in den Sand über. Dasselbe gilt für die horizontale Grenze. Dieselbe ist meist scharf und deutlich, seltener findet ein allmählicher Uebergang durch feinsandigen Thon statt. Nicht selten keilt der Thon an der Grenze seiner Verbreitung in den Sand hinein aus. Es dürfte das dahin zu er-

klären sein, dass der in flachen Rücken abgelagerte Thalsand (es kommt das nur dort vor, wo der Thalsand solche flache Rücken bildet) durch das Wasser, das ihn bei der Schlickablagerung überspülte, aufgelockert und an den Rändern über den Schlick weggespült wurde. Stellenweise, so besonders bei Gandow, mag dieses Uebergreifen des Sandes auch eine Folge einer flachen Dünenüberwehung sein.

Verfolgt man auf der Karte die Grenze zwischen Schlick und Thalsand (abgesehen von den vorher besprochenen Schlickrinnen, die den Thalsand durchziehen), so fallen besonders zwei Erscheinungen in die Augen, das bogenartige Vorspringen des Thalsandes nach S., einmal in kleinerem Maassstabe bei Wustrow, dann in weit grösserem Maasse von Lanz ab bis über die Ostgrenze des Blattes hinaus, und zweitens das stellenweise vorkommende buchtartige Eingreifen des Schlicks in den Thalsand. Beide Erscheinungen lassen sich unschwer deuten. Jeder der beiden Thalsandbogen ist der Einmündung eines diluvialen Seitenthales vorgelagert, und zwar entspricht der grössere östliche der Einmündung des heutigen Löcknitzthales, der kleinere westliche bei Wustrow der eines kleinen, heute trockenen Seitenthales, das, in das Geschiebemergelplateau eingeschnitten und von Oberem Sande ausgekleidet, wahrscheinlich von subglacialen Schmelzwassern ausgefurcht sein dürfte. Die diesen beiden Thälern vorgelagerten Thalsandausbreitungen sind, wie ein Blick auf die Karte zeigt, in ihrer Grösse der Grösse und Bedeutung der entsprechenden Thäler proportional; sie dürften also, wenn nicht gerade als Deltabildungen derselben zu bezeichnen, so doch wenigstens als Folge einer reichlicheren Zufuhr sandigen Materials durch die hier einst mündenden Nebenflüsse zu erklären sein.

Die tiefen Buchten, in welchen stellenweise, so bei Wustrow und bei Capern, der Schlick in der Stromrichtung in das Thalsandgebiet eingreift, dürften durch den Stoss alluvialen Hochwassers ausgespült worden sein.

Was das specielle Alter des Schlicks betrifft, so dürfte sich die Bildung desselben auf die ganze Zeit vom Ende der Diluvialzeit und dem Abschluss der Thalsandbildung bis zur vollständigen

Eindeichung der Elbe erstrecken. Für ein relativ hohes Alter mancher Theile des Schlicks spricht einmal das stellenweise sehr allmähliche Uebergehen desselben in den Thalsand nach unten, ferner der Umstand, dass gerade die bedeutendste Düne des Thalsandgebiets (zwischen Lanz und Lütkenwisch) zum Theil auf dem hier sehr mächtigen Schlick steht. Andererseits kann man den Schlick in dem Inundationsgebiet zwischen den Deichen noch heute als jüngstes, weiches Gebilde in der Ablagerung begriffen sehen. Die grosse räumliche Verbreitung des Schlicks dürfte theils die Folge von Schlick-herbeiführenden Hochwasserüberfluthungen vor Eindeichung des Stromes, theils einer mehrmaligen Verlegung des Strombettes zu verdanken sein, wie sie noch in historischer Zeit, zum letzten Male im vorigen Jahrhundert bei Schnackenburg, stattgefunden hat.

In grösserer Zahl und Verbreitung treten alluviale Elbsande als dem Menschen meist sehr unerwünschte Decken auf dem Schlick auf, von kleinsten Flächen bis zu quadratkilometer-grossen und über 2 Meter mächtigen Ausbreitungen. Sie sind stets an die Nähe des heutigen Elbbettes gebunden und meist wohl erst in historischer Zeit (der letzte in der Garbe im Jahre 1855) durch Deichbrüche entstanden. In kleinerem Maassstabe kommen sie auch an der Löcknitz vor. Die Stelle des Deichbruches ist dabei meist durch eine sandfreie Schlickfläche markirt, da die starke Strömung der Durchbruchsstelle zunächst eine Ablagerung von Material nicht zuliess. Im Gegentheil hat die starke Strömung hier häufig tiefe, jetzt mit Wasser erfüllte Löcher, die sogenannten »Bracks« in dem Schlick aufgerissen. Der abnehmenden Strömungsgeschwindigkeit entsprechend ist das Material des Sandes in der Nähe der Durchbruchsstelle zuweilen grandig, weiterhin stets ziemlich fein, dem Thalsand sehr ähnlich, an der Grenze seiner Verbreitung häufig sehr fein und mehr oder weniger thonig.

Nicht-thonige Alluvialbildungen finden sich hauptsächlich zu beiden Seiten der Löcknitz in grösserer Verbreitung in der NO.-Ecke des Blattes. Das breite diluviale Löcknitzthal wird von dem alten Elbthal durch einige flache Thalsandrücken, die durch Dünenaufwehung theilweise nicht unbeträchtlich erhöht sind, ge-

wissermaassen abgedämmt. Das heutige Löcknitzflüsschen sucht sich zwischen Gadow, Lanz und Bernheide in gewundenem Laufe seinen Weg durch diese flachen Sanderhebungen. Die Folge der verlangsamten Entwässerung war eine Vertorfung oder Versumpfung des Thales oberhalb Gadow, die ihren Ausdruck in grösseren Torfablagerungen und in der Bildung eigenthümlicher, bald mehr lehmiger, bald mehr humoser, meist eisenschüssiger Alluvialbildungen mit kleinen Nestern von lehmigem Wiesenkalk und Raseneisenstein fand.

P. KRUSCH: Bericht über die Aufnahmen der Blätter Wartenberg und Rosenthal.

Auf dem im Sommer 1898 in der Kartirung vollendeten Blatt Wartenberg und dem im Osten anstossenden Blatt Rosenthal, dessen südliche Hälfte fertiggestellt wurde, werden die geologischen Verhältnisse durch die Fortsetzung der Zehdener Endmoräne bedingt. Der Blockpackungszug, aus dem diese auf einem grossen Theile ihrer Erstreckung besteht, verliert sich schon auf dem im Westen an Blatt Wartenberg anstossenden Blatt Mohrin. Nach SCHROEDER (Bericht über die Aufnahme der Blätter Mohrin und Soldin und über Bereisung des diluvialen Mietzelthals. Dieses Jahrb. für 1897, S. XLV) verschwinden hier die topographisch auffallenden Formen der Endmoräne und an ihre Stelle tritt die durch zahlreiche Gerölle und vereinzelte Blöcke besonders hervortretende Grenze zwischen Grundmoränenlandschaft und Sandr. Wie ich in dem Bericht über die Aufnahme der Blätter Schönfliess und Wartenberg (dieses Jahrbuch für 1897) schilderte, beginnt diese Ausbildung der Endmoräne auf Blatt Wartenberg am westlichen Blattrande nördlich von Gossow und erstreckt sich in der an der genannten Stelle angegebenen Weise bis nördlich vom Dorf Wartenberg. Etwas nordöstlich von dem genannten Dorf, beim Gut Babin, habe ich nun bei meinen letzten Aufnahmen die Endmoräne wieder wallartig entwickelt und mit reichlicher Steinbestreuung gefunden. Eine im westlichsten Hügel ausgeworfene Grube zeigte unter einer dünnen, ungleichmässigen Decke von Oberem Sande $1 - 1^1/_2$ Meter Blockpackung, unter

welcher feiner, emporgepresster unterdiluvialer Sand anstand. Die äussere Form und die intensive Blockbestreuung einiger weiter östlich gelegener Kuppen deuten auf eine analoge Zusammensetzung hin. Dieser von Oberem Sande begleitete Höhenzug hat leider nur 800 Meter Länge; er hört schon auf Blatt Wartenberg wieder auf, um im Osten einer scharfen Grenze zwischen Grundmoräne und Sandr Platz zu machen. Diese erstreckt sich in fast ostwestlicher Richtung bis nördlich Herrendorf. Bei dem letztgenannten Dorf tritt die Endmoräne wieder typisch als Blockpackungszug auf. Die nähere Untersuchung desselben soll im nächsten Sommer vorgenommen werden.

Im Süden schliesst sich auf den in Frage stehenden Blättern an die Producte des Eisstillstandes der auf Blatt Wartenberg im Mittel 7 Kilometer breite Sandr, welcher meist aus Geschiebesand besteht, an; Blatt Rosenthal liegt fast ganz in seinem Gebiete. Flächen mit stärkerer Bestreuung finden sich namentlich in der Nähe der Endmoräne oder der sie vertretenden Bildung.

Wenn auch die Sandrmächtigkeit zum Theil recht erheblich sein dürfte, scheint mir der Sand doch überall auf Blatt Wartenberg vom Oberen Mergel unterteuft zu werden. Abgesehen von grossen Mergelinseln südlich von Gossow und bei Warnitz und Ferdinandsfelde, sind namentlich im Süden, wo die Sandmächtigkeit in Folge nachträglicher Abrasion schnell geringer wird, die Mergeldurchragungen häufig.

Aus den Bohrungen ergiebt sich im Allgemeinen eine Zunahme der Feinkörnigkeit des Sandes nach der Tiefe. Die Folge davon ist, dass man in Folge der Abtragung je weiter nach Süden um so feinere Sande anstehend findet, und dass an der südlichen Sandrgrenze auf Blatt Wartenberg feine Sande mit Mergelsand- und Thonbänkchen zu Tage anstehen. Im Gebiete des Blattes Rosenthal ist der Sand nördlich von Wusterwitz und östlich von Wilhelminenwalde zu Dünen aufgehäuft.

Der Sandruntergrund wird auf Blatt Rosenthal nur im Westen südlich vom Dorfe Warnitz noch zweifelsohne vom Oberen Geschiebemergel gebildet. Im übrigen Theile der Südhälfte des Blattes hat man nur an einzelnen Stellen in der Nähe der Ge-

schiebemergelinseln directe Beweise hierfür. Dagegen findet man in dem im Süden den Sandr abschneidenden Mietzelthal, dicht am Bach, Stellen, wo der Obere Sand bezw. Thalsand von ganz feinem Unterem Sande und dunkelblauem Unterem Thone unterlagert wird. Für die Richtigkeit dieser Trennung in Unter- und Oberdiluvium sprechen Bohrungen, in denen man noch eine dünne Geschiebemergelbank zwischen den beiden genannten Bildungen findet. Der Obere Mergel ist also hier auf grössere Flächen nicht vorhanden, und das Liegende des Sandes bleibt im Allgemeinen ungewiss.

Interesse verdienen die zahlreichen im Sandr eingeschnittenen Thäler. Zur Ergänzung des in meinem vorjährigen Bericht über die Thäler auf Blatt Wartenberg Gesagten soll hier Folgendes hinzugefügt werden: Die zwischen den grossen Geschiebemergelinseln bei Gossow liegenden Streifen Oberen Sandes stellen heute Rinnen dar, in denen Seen und grosse Torfbrüche die letzten Reste ehemaliger Wasserläufe sind. Eine solche Rinne verbindet den Belgen- und den Nordhäuser-See und setzt sich nach Westen bis zum Mohriner-See fort; eine zweite derartige Rinne liegt zwischen Falkenwalde und Gossow.

Die auf Blatt Wartenberg liegenden Seen- und Torfrinnen, welche im Allgemeinen in zwei senkrecht auf einander stehenden Richtungen NNW. und NNO. verlaufen, stellen auch Schmelzwasserabflüsse dar. Sie sind bis auf eine, in welcher der Beeren-, Achter-, Mühlen- und Schmollnitz-See liegt, nur wenig tief in's Plateau eingeschnitten.

In der südlichen Hälfte des Blattes Rosenthal fallen die Erosionsthäler und die zahlreichen Becken- und Rinnenbildungen im Gebiete des Oberen Sandes auf. Sie stehen im Zusammenhange mit dem diluvialen Mietzelthale, welches SCHROEDER im Sommer 1897 bereist hat und dessen Verlauf er in seinem obenerwähnten Bericht in grossen Zügen schildert. Auf Blatt Rosenthal, in der südöstlichen Ecke des Blattes, befindet sich nur ein kleiner, mit Thalsand erfüllter Theil desselben, in welchem die nur wenig breite Mietzel fliesst. Sein Verlauf lässt sich hier trotz der vielen Ausbuchtungen gut abgrenzen, zumal sich im Osten

sogar Steilränder finden. Auf dem kleinen Stückchen vom Ost- bis zum Süd-Rande des Blattes kann man ein Gefälle von 1,25 Meter nachweisen.

Durch eine schmale Pforte steht das Hauptthal mit der fast nordsüdlich verlaufenden Thalrinne in Verbindung, in welcher der Wusterwitzer See liegt, und die meist mit alluvialen Bildungen ausgefüllt ist. Auch diese Rinne hat eine Menge Verzweigungen. Erwähnen will ich hier die Kavelwiesen nordwestlich von Rosenthal und ihre Verbindung mit der Hauptrinne, das kleine Thal, an welchem Rosenthal liegt. Die Strömung in diesem Querthal muss ehemals erheblich gewesen sein, denn die Erosion hat hier sogar den Geschiebemergel durchsägt und den Unteren Sand freigelegt.

Das Verbreitungsgebiet des Geschiebemergels, der sich übrigens in petrographischer Beziehung durch nichts von dem im Allgemeinen in der Neumark vorkommenden unterscheidet, ist auf den beiden Blättern Wartenberg und Rosenthal sehr beschränkt. Auf der Südhälfte des letztgenannten Blattes findet sich die Grundmoräne zu Tage anstehend nur inselförmig im Bärfelder Forst und um das Dorf Rosenthal. Blatt Wartenberg ist reicher an Mergelflächen. Abgesehen von den beiden obengenannten Inseln bei Gossow und am Vorwerk Friedrichsfelde liegt noch der nördliche Theil der sich im Süden an den Sandr anschliessenden Grundmoränenlandschaft auf dem Blatte und grenzt mit einer vielfach ausgebuchteten, im Grossen nordwestlich verlaufenden Linie gegen den Sandr ab. Die Grenze ist scharf, die Zahl der Fetzen Oberen Sandes auf dem Mergelplateau ist gering.

Ueber die Maximalmächtigkeit des Mergels giebt kein tieferer Aufschluss Auskunft. Gering scheint die Mächtigkeit nördlich vom Dorfe Gossow zu sein, wo der Untere Sand vielfach hindurchragt. Sehr wenig bedeutend ist sie auch stellenweise zwischen Sellin und Steinbachsgrund, wo das Tertiär, auf welches ich weiter unten zu sprechen komme, zum Theil schon in wenigen Decimetern Tiefe ansteht.

Die auf dem geologisch bearbeiteten Gebiet vorkommenden alluvialen Bildungen liegen in den Senken und Rinnen und

bestehen meist aus Torf und Moorerde mit bald sandigem und bald lehmigem Untergrund. Auf den tiefer liegenden Mergelflächen südlich von Gossow im Westen und zwischen Warnitz und Ferdinandsfelde im Osten des Blattes häufen sich naturgemäss in Folge der ungünstigen, eine Drainage erschwerenden Abflussverhältnisse die mit Alluvionen angefüllten Senken.

Auf Blatt Rosenthal nehmen die alluvialen Bildungen grössere Flächen ein. Durch das Ablassen des Wusterwitzer-Sees um ca. 12 Fuss ist um den See herum ein breiterer Alluvialsandstreifen freigelegt worden. Etwas Wiesenkalk fand sich nur nordnordwestlich vom Dorfe Rosenthal.

Zum Schluss möchte ich noch Einiges über die allerdings nicht an die Oberfläche kommenden aber doch an einigen Stellen in geringer Tiefe auftretenden Tertiärschichten hinzufügen. Bei Steinbachsgrund und Sellin fand ich beim Bohren unter einer ganz dünnen Mergeldecke weisse Glimmer-, Form- und Quarzsande, die der früher an dieser Stelle auch ausgebeuteten miocänen Braunkohlenformation angehören.

Die Grube cons. Tony's Trost nordwestlich von Sellin baute drei hauptsächlich mit Formsand und Thon wechsellagernde Braunkohlenflötze ab, welche nach den in den Revieracten zu Eberswalde befindlichen Profilen der oberen Abtheilung der Frankfurter Braunkohlenbildung angehören dürften. Das hangende, 0,5 Meter mächtige Flötz liegt ca. 17 Meter unter Tage und hat hellen Formsand zum Hangenden und Liegenden. Ein 3,6 Meter mächtiges Zwischenmittel trennt es vom mittleren 2 Meter mächtigen Hauptflötz. Das Hangende desselben bilden dunkler Formsand mit Letten oder schwarze, dickschiefrige Letten, während im Liegenden heller Formsand ansteht. Das dritte Flötz liegt 1,4 Meter tiefer und ist in hellen, braunstreifigen Formsand eingebettet.

Die Grube kam zum Erliegen, weil die Sande derartige Wassermassen (bis 60 Kubikfuss pro Minute) führten, dass selbst grössere Wasserhaltungsanlagen sie nicht zu heben vermochten. Da sich die Gebirgsschichten im Allgemeinen von Sellin aus nach WSW. einsenken, können die Wassermassen der 6 Kilometer in

dieser Richtung von Sellin entfernt liegenden Stadt Bärwalde, die unter schlechtem Trinkwasser zu leiden hat, zu grossem Vorteil gereichen. Dass wenigstens ein bedeutender Theil des unterirdischen Stromes unter der genannten Stadt wegfliesst, wird durch die jetzt durch Bohrungen erhaltenen Resultate bestätigt. Die Molkerei am Bahnhof Bärwalde traf bei ca. 40 Meter miocäne Glimmer- und Quarzsande, die gutes Trinkwasser in reichlicher Menge führten.

Ueber die auf Blatt Rosenthal auftretenden Ablagerungen subglacialer Flüsse, »Åsar«, habe ich die Untersuchungen noch nicht abgeschlossen und möchte daher darüber vorläufig noch nichts Genaueres berichten.

L. SCHULTE: Wissenschaftlicher Bericht zu Blatt Staffelde.

Blatt Staffelde stellt eine nach S. schwach geneigte Fläche dar, deren Gestaltung durch den Verlauf der das nördliche Viertel des Blattes durchziehenden grossen Baltischen Endmoräne bedingt ist. Durch dieses Endmoränenstück wird das Blatt in zwei scharf gesonderte Abschnitte zerlegt. Der nördliche, ungefähr den vierten Theil des Blattes einnehmende, umfasst die Endmoräne mit der hinter ihr liegenden Grundmoränenlandschaft. Der Geschiebemergel ist hier an vielen Stellen durch Obere Sande verdeckt und durch zahlreiche Durchragungen Unteren Sandes unterbrochen. Der südliche Abschnitt stellt das Sandr-Gebiet dar. Den besten Ueberblick über diesen Theil bis über den Südrand des Blattes hinaus gewinnt man von den Höhen der Brügger Berge. Von hier gesehen erscheint der Sandr als eine zum Kusen-See schnell abfallende, dann aber beinahe gleichförmige Ebene; es entziehen sich dem Blick die zum Theil nicht unbedeutenden Unebenheiten des vorliegenden Geländes, und nur die ganz in der Nähe, nordöstlich vom Kusen-See befindliche Sandkuppe 72,1 ragt auffällig aus der Umgebung hervor.

Die Endmoräne tritt am Ostrande südlich der von Schöneberg (Blatt Gr. Fahlenwerder) nach Brügge (Blatt Soldin) führenden Chaussee in das Blatt ein und ist zunächst durch einzelne kleine

Blockpackungen bis zum Riesenberg, dem höchsten Punkte des Blattes (103,9 Meter), gekennzeichnet. Bis zu dieser Kuppe scheint die Endmoräne durch mächtige Obere Sande, die bis auf die höchstgelegenen Stellen hinaufreichen, zum grössten Theile verdeckt zu sein; die Kuppe selbst und ihr südlicher Abhang ist von Blockpackungen eingenommen, die weiter westlich, im südlichen Theile der Brügger Berge, eine grössere Ausdehnung gewinnen und zunächst in einem bis 300 Meter breiten und ungefähr 700 Meter langen ununterbrochenen Bande fortsetzen. Dieser bei weitem mächtigste Theil der Blockanhäufungen ist durch eine Anzahl von Steinbrüchen zur Gewinnung werthvollen Baumaterials gut aufgeschlossen.

Kleinere und grössere Block- und Geröllpackungen, durch Obere Sande von einander getrennt, ziehen sich alsdann nördlich der Fahrstrasse bei Landwehr bis ungefähr an die Kreuzung der von Brügge nach Staffelde führenden Strasse hin. Hier wendet sich die Endmoräne in einem kurzen Bogen nach N. hin bis über den Nordrand des Blattes hinaus. Dieses Stück enthält nur vereinzelte kleine Block- bezw. Geröllpackungen und ist im Uebrigen durch Aufpressungen Unteren Sandes ausgezeichnet, auf welchem hier und da kleine Decken Oberen Geschiebemergels auflagern.

Während die Endmoräne bis zu der oben angeführten Wegegabelung durch die zahlreichen, dicht an einander gereihten Geschiebepackungen deutlich bezeichnet wird, ist ihr weiterer Verlauf bis zur grossen Mietzelmühle nur an vereinzelten kleinen Geröllpackungen erkennbar, welche südlich vom Probst-See zunächst auf einen kleinen Bogen der Endmoräne nach N. deuten und sich dann erst wieder nordöstlich der grossen Mietzelmühle an der nach Staffelde führenden Strasse auf der Höhe einfinden.

Die Geröllpackungen bilden alsdann zwischen der Grossen und Kleinen Mietzelmühle eine zusammenhängende Partie, allerdings bis auf wenige Stellen von Oberem Sande bedeckt; sie endigen mit einer kleinen Kuppe hart an der Kleinen Mietzelmühle. Weiterhin zeigt nur noch der nordwestlich derselben gelegene Dreieckspunkt 72,7 eine Blockpackung; der übrige Theil der Endmoräne bis zum westlichen Blattrande ergiebt sich nur

aus der Oberflächengestaltung, wie sie sich am deutlichsten von S. her, etwa zwischen Kl. Mietzelmühle und Griesenfelde (Blatt Rosenthal) erkennen lässt. Der Sandr hebt sich in einem ziemlich scharfen Absatz von dem Gebiet der Grundmoräne ab. Der Obere Geschiebemergel ist hier zum Theil von Sand überlagert. Südlich vom Gute Werblitz ist noch ein Staubecken, das mit Torf erfüllte Kiehn-Bruch, zu erwähnen.

Ob die Aufpressungen Unteren Sandes, die mit einem Bogen die Nordwestecke des Blattes umschliessen, auch noch ein Stück der Endmoräne darstellen, wird sich erst aus der Kartirung des anschliessenden Blattes Rosenthal ersehen lassen.

Die Schmelzwasser haben zu mannichfachen Thalbildungen geführt, welche, durch alluviale Bildungen vermehrt, das Sandrgebiet durchbrechen und zerstückeln. Die verschiedenen Schmelzwasser-Rinnen vereinigen sich vor der Endmoräne zu einem dieser beinahe parallellaufenden Querthal, das durch mehrere Arme östlich Eiserbruch, südlich Staffelde und südlich Woltersdorf mit einem grösseren von Blatt Gross-Fahlenwerder herkommenden Querthal in Verbindung steht, welches seinerseits zwischen Nesselgrund und Dölzig in das Hauptthal, das diluviale Mietzelthal [1]), mündet. Etwa in der Mitte des Westrandes tritt eine andere Rinne in das Gebiet des Blattes ein, welche durch die langgestreckten Becken des Klaren-Zelling-See und des Haus-See bezeichnet wird und sich westlich Dölzig mit dem Mietzel-Thal vereinigt.

J. Korn: Bericht über Aufnahmen auf den Blättern Vietz und Massin in den Jahren 1897—98.

Drei aus der Sandrfläche, die dem Endmoränenzuge auf Blatt Staffelde südlich vorliegt, inselartig sich heraushebende Stücke der diluvialen Hochfläche lassen sich auf den Blättern Massin und Vietz erkennen: die Massiner Platte im SW. von Blatt Massin, der westliche Theil der sich über Blatt Hohenwalde bis Landsberg erstreckenden Liebenower Platte auf beiden Blättern und das östlichste Stück der Zorndorfer Platte im NW. des Blattes Vietz. Da der

[1]) cf. Schröder, dieses Jahrbuch für 1897, S. XLV u. f.

Nordrand der Zorndorfer und der Südrand der Massiner Platte Abschnittsprofile zeigen, so muss der Schmelzwasserstrom, der seine etwa 4 — 5 Meter mächtigen Sedimente hier zurückgelassen hat, sein Bett ziemlich tief eingenagt haben, und es lässt sich wohl ein ursprünglicher Zusammenhang der Massiner und Zorndorfer Platte annehmen, zumal in dem Gebiete dazwischen der Obere Geschiebemergel fehlt. Dagegen ist die grösstentheils vom Oberen Sande erfüllte Senke zwischen der Massiner und Liebenower Platte ursprünglich; der Obere Geschiebemergel kleidet nämlich die Rinne aus, die sich vom Klaren Dolgen bis 2 Kilometer östlich von Charlottenhof erstreckt — die also als subglaciale Rinne aufzufassen ist — und findet sich auch sonst, kuppenförmig den Oberen Sand durchstossend, allenthalben in der Senke.

Dieselbe kuppenförmige Entwickelung des Oberen Geschiebemergels gilt auch für die kartirten Stücke der Liebenower und Zorndorfer Platte: er bildet die Erhebungen, während die z. Th. thalähnlichen, oft langgestreckten Senken dazwischen meist vom Oberen Sande erfüllt sind, ohne dass sich Erosion beobachten liesse. Es scheint sich hier stets um subglaciale Rinnen und ursprüngliche Oberflächenformen der Grundmoräne zu handeln. Die Massiner Platte kann in ihrer topographisch-geologischen Entwickelung erst nach der Beendigung ihrer Kartirung beurtheilt werden; es scheinen aber die Verhältnisse hier ähnlich zu liegen. Die Dolgenberge dagegen bilden eine Anhäufung von Durchragungen Unteren Diluviums, deren Senken vom Oberen Sande erfüllt sind, während die jüngste Grundmoräne hier nur äusserst spärlich zur Entwickelung gelangt ist. Im Zusammenhange damit steht sicherlich die Beobachtung, dass am westlichen Fusse der Dolgenberge der Obere Geschiebemergel sich geschichtet zeigt und durch Zunahme der sandigen Zwischenmittel nach dem Liegenden in den Unteren Sand sozusagen übergeht.

Von Interesse ist eine etwa 2 Kilometer östlich von Massin beobachtete, rund 60 Morgen grosse, 2—3 Meter tiefe, ursprünglich abflusslose Einsenkung im Sandr, deren ebene Grundfläche aus Oberem Geschiebemergel besteht; ein Analogon zu den Kettles

der pitted plains der Amerikaner, wie sie von SALISBURY [1]) und CHAMBERLIN [2]) beschrieben worden sind. Die Erklärung des Entstehens der Eintiefung durch einen bei der Rückschmelzung der Inlandeisgrenze liegen gebliebenen Eisklotz, der die Ueberschüttung mit Sedimenten der Schmelzwasser an dieser Stelle verhinderte, liegt nahe.

Auch sonst liessen sich mehrfach Rückschmelzungserscheinungen auf Blatt Massin beobachten. Der Thonmergel, der den Oberen Geschiebemergel in einer Längserstreckung von über 3 Kilometern in der Senke zwischen Massiner und Liebenower Platte überlagert, dürfte in einem durch den nördlich vorliegenden Eisrand aufgestauten Wasserbecken abgesetzt worden sein, nachdem der Abfluss durch die Senke nach S. unmöglich geworden war. Die Abschnittsprofile, die das der Hochfläche aufgesetzte Plateau östlich von Alt-Diedersdorf am nördlichen Abhange zeigt, legen in Verbindung mit der nördlich vorgelagerten ebenen, dann nach N. sanft abfallenden Sandfläche die Vermuthung nahe, dass sie ihre Entstehung einem Schmelzwasserstrome verdanken, dem der in geringer Entfernung nördlich davon damals liegende Eisrand zum andern Ufer diente.

Allgemeines Interesse können auch die Altersverhältnisse der Wartheterrassen bei Vietz beanspruchen. Die Sedimente des Schmelzwasserstromes, dessen Bett aus der Sandrfläche sich zu einem deutlichen Thale zwischen der Zorndorfer und Massiner Platte entwickelt, liegen am Steilrande gegen das Warthethal bei 40—43 Meter. Diese Höhenlage entspricht durchaus der Hochterrasse, wie sie am südlichen Thalrande auf Blatt Limmritz entwickelt ist. Eine jüngere Thalsandstufe liegt bei Vietz in etwa 20 Meter, weiter südlich noch tiefer, und steigt von da nach O. allmählich an, um an den Südwestabhängen der Liebenower Platte bis 43 Meter zu erreichen. Demgemäss wird der Steilrand der Hochterrasse immer niedriger, bis südlich von der Senke zwischen Massiner und Liebenower Platte beide Terrassen dasselbe Niveau

[1]) Preliminary paper on drift . . . of New Jersey 1892.

[2]) Classification of the Pleistocene glacial formations, im Compte rendu du 5. Congrès Geolog. International, Washington 1891.

erreichen. Offenbar handelt es sich also um einen Schuttkegel, der seiner Altersstufe nach den jüngeren Terrassen entspricht, jedenfalls jünger ist als die Hochterrasse und seinen Ursprung zum Theil wohl noch den Schmelzwassern verdankt, die ihren Weg vielleicht auch durch die erwähnte Senke nahmen, zum Theil auch den Aufschüttungen, die den kleinen Seitenthälern der Liebenower Platte entstammen.

Ueber das Alter dieser Seitenthäler kann mit Sicherheit erst geurtheilt werden, wenn die anstossenden Blätter aufgenommen worden sind. Dasselbe gilt von dem Thale, das den Sandr in der Nordwestecke des Blattes Massin durchzieht. Dieses Thal umfasst die Niederung nordöstlich vom Pötzen-See und geht südlich von diesem See in das heute von der Sennewitz durchflossene Thal über. Zwei Thalstufen lassen sich deutlich unterscheiden, von denen die höhere etwa bei 45 Meter im SW., bei 50 Meter im NO. des auf Blatt Massin befindlichen Thalstückes liegt, und noch diluvialen Alters sein dürfte. Die weitere Erosion des heutigen Sennewitzthales ist wohl der Mietzel zuzuschreiben, die damals durch den Pötzen-See nach S. und SW. abfloss. Das ganze untere Sennewitzthal war beiläufig ehemals zur Wasserbeschaffung für die Walkermühle seeartig aufgestaut; erst nach dem Eingang dieser Mühle ist der See wieder abgelassen worden.

Die krystallinen Geschiebe des Gebietes zeigen, soweit sie bisher identificirt werden konnten, Typen, als deren Heimath das südliche und mittlere Schweden, sowie das Ostseebecken und die Ålandinseln betrachtet werden können. Es konnten Påskallavikporphyr und andere småländische Gesteine, Stockholm- und Upsala-Granit, Dalaporphyre, ferner Ostseeporphyre (im Hedström'schen Sinne), sowie Gesteine der Ålandinseln beobachtet werden. Blöcke finnischen Ursprunges wurden nicht gefunden, ebenso wenig Schonensche Basalte.

R. Michael: Wissenschaftlicher Bericht zu Blatt Lippehne und Schönow.

Von der weiten mit Beckenbildungen erfüllten Ebene des Madue- und Plöne-Sees auf den Blättern Pyritz und Prillwitz in

Pommern, die durchschnittlich nur etwa 20 Meter über dem Meeresspiegel gelegen ist, steigt das Gelände sanft und allmählich bis zur Nordgrenze des Blattes Lippehne anschwellend auf etwa 60 Meter. Ziemlich unvermittelt geht südlich Naulin der ebene Charakter verloren; das Landschaftsbild wird im Bereiche der Ortschaften Hohenziethen, Dertzow, Neu-Mellentin, Brederlow, Kremlin, Eichhorst, Batow, Kinderfreude, Grüneberg und Kraazen ungemein belebt; zahlreiche steile Erhebungen, bis 110 Meter, wechseln mit tiefen, torferfüllten Senken; es ist ein nur von Durchragungen Unteren Sandes gelegentlich unterbrochenes Plateau Oberen[1]) Geschiebemergels. Mit seiner Verbreitungsgrenze hat auch das kuppige Terrain ein Ende; zum Theil in scharfem Rande absetzend, schliesst sich südwärts wiederum ein mehr ebenes, im Durchschnitt etwa 30 Meter niedriger gelegenes Gelände an, welches, durch Aufschüttungen Oberer Sande und Grande ausgezeichnet (am Theeren'schen See, Dertzower Forst, am Klopp- und Wendel-See und nordöstlich Lippehne), allmählich weiter nach Süden in die ausgedehnte Staubeckenlandschaft der Soldiner Gegend übergeht[2]). Auf der Grenze des kuppigen und ebenen Terrains, auf der ziemlich geradlinig verlaufenden Grenze also von Grundmoränenlandschaft und Sand, liegt die Endmoräne. Es ist die östliche Fortsetzung der Beyersdorfer Endmoräne, die auf dem westlich angrenzenden Blatte Beyersdorf in den Blockpackungszügen bei Marienwerder und jenem Dorfe typisch vertreten ist[3]).

Laufer spricht[4]) bereits von einer beim Bahnbau südlich Eichhorst durchschnittenen kuppenartigen Erhebung, die nach seiner Auffassung von einem bedeutenden Geröllelager des Unteren Diluviums gebildet wird und ihrer Zusammensetzung nach ganz den bekannten Aufschlüssen in den Geschiebewällen von Liepe und Chorin gleicht. Durch diese Notiz veranlasst, hatten Herr Dr. Schroeder und ich bereits 1895 diesen Punkt aufgesucht

[1]) Nicht des Unteren, vergl. Laufer, dieses Jahrbuch für 1881, S. 526.

[2]) Vergl. Schroeder, dieses Jahrbuch für 1897.

[3]) Vergl. Michael, dieses Jahrbuch für 1896, S. LXXI ff. u. 1897, S. LVIII ff.

[4]) l. c. S. 527.

und die Richtigkeit der letzteren Vermuthung LAUFER's bestätigt gefunden[1]).

Bezüglich des Verlaufes der Endmoräne im Einzelnen sei auf die Karte selbst verwiesen.

Wie auf Blatt Beyersdorf, ist auch auf Blatt Lippehne das Vorhandensein von Sanden und Granden auf die Stellen beschränkt, wo die Endmoräne topographisch wie geologisch als Blockpackungszug, oder als Durchragung Unterer Grande und Sande mit einer starken Geschiebebeschüttung sich hervorhebt. Stellenweise (zwischen Dertzow und Hohenziethen und nördlich vom Klopp-See) ist der zusammenhängende Verlauf der Endmoräne unterbrochen, und ebene Partien Oberen Geschiebemergels vertreten die Sandmassen.

Oestlich des Theeren'schen Sees setzt zwischen 2 Blockpackungszügen in nordsüdlicher Richtung ein wenn auch nur 6 bis 8 Meter hoher, doch scharf markirter Rücken im Sandr ein, der sich bis an die Alluvionen des Theeren'schen Sees verfolgen lässt. Derartige Rücken lassen sich auch im Sandr der Endmoräne auf Blatt Beyersdorf, in der Wildenbrucher Forst, in der Gegend von Krauseiche und Rotharm, auf Blatt Lippehne auch noch in der Dertzower Forst weiter östlich der erwähnten Stelle beobachten; sie sind wohl lediglich als durch nachträgliche Erosion herauspräparirte Partien festerer Consistenz aufzufassen; sie sind zumeist beiderseits von kleinen, nach grösseren Alluvionen führenden Rinnen begleitet.

Die mächtigen Kiesberge, welche südlich Eichhorst die Endmoräne bezeichnen, haben längere Zeit hindurch in den 80er Jahren den gesammten Kiesbedarf für die Stargard-Cüstriner Eisenbahn geliefert; es sind grosse Aufschlüsse dadurch geschaffen, aber auch gerade das gröbere Material und die grossen Steine fast vollständig entnommen worden. LAUFER, der die Aufschlüsse noch ziemlich frisch sah, erwähnt die Einlagerungen von geschichteten Sanden und von dünnen Mergelbänkchen (l. c. S. 527); Geschiebe von 3—4 Kubikfuss Grösse waren häufig. Jetzt ist der von LAUFER

[1]) Vergl. dieses Jahrbuch für 1896, S. LXXI.

erwähnte »Kegelberg« bis auf eine kleine 6—7 Meter hohe und 1,5 Meter starke aus groben Granden und Steinpackung von über Kopfgrösse und mehrfach grösseren Geschieben zusammengesetzte Mauer verschwunden. Die einst zahlreichen grossen Geschiebe aus den oberen Partien sind fortgeführt, ebenso die aus den grossen östlich der Chaussee gelegenen Kiesgruben, wo dieselben meist in einem Niveau auftraten, welches der heutigen Sohle der Gruben entspricht. Die einzelnen Aufschlüsse haben ergeben, dass auch unterdiluviales Material an der Zusammensetzung betheiligt ist, aber nur untergeordnet, und dass nicht wie LAUFER annimmt, den Geröllmassen insgesammt ein unterdiluviales Alter zuzuschreiben ist. Denn einmal sind weder in den Aufschlüssen an der Bahnstrecke über der eigentlichen Blockpackung Reste der Grundmoräne nachgewiesen worden, noch auch in den Kiesgruben an der Chaussee, hingegen bedecken grandige Sande und Blockpackung stellenweise den Geschiebemergel, unter dem untergeordnet wieder grandige Sande und Grande erscheinen. Durch eine grössere Aufgrabung liess sich noch feststellen, dass der Geschiebemergel in einer nahezu senkrechten Linie durch die ganze Aufschlusswand hindurch gegen die Geröllmassen abschneidet. Es haben also sowohl Aufpressungen von Granden und Sanden und Neu-Aufschüttungen an ein und derselben Stelle stattgefunden. Das allgemeine Profil ist:

1. Grober Grand und Sand .	1,5—6	Meter.
2. Mergel	0—1	»
3. Grober Grand	2—3	»
4. Grandiger Sand	2	»
5. Sand nicht durchsunken.		

Die Geröllmassen sind mit 1, dem Hauptmaterial der Kiesgruben verknüpft, meist fällt 2 aus, untergeordnet sind dann Gerölle auch in 3 vorhanden, der heutigen Sohle der Gruben. 4 und 5 sind nur in tieferen Aufgrabungen blosgelegt.

Eigentliche Vertreter der Endmoräne sind hier nur der Berg westlich Eichhorst, die Blockpackung am Nordrand der Kiesgrube, eine gleiche Partie am gegenüberliegenden südlichen Theile, und nördlich vom Grubenrande ein mit vereinzelten Kiefern und

Birken bestandener Berg am Gutshofe ohne Aufschluss, alles Uebrige ist als Sandr aufzufassen.

Der Sandr an der Ostgrenze des Blattes Lippehne geht südlich in mit Thonmergeln und Partien eingeebneten Geschiebemergels abwechselnde Beckensande über (südöstlich Lippehne, bei Meinhof), die zu dem Soldin-Glasower Staubecken gehören; auch bei Alt-Deetz, Deetz und Chursdorf auf Blatt Schönow sind die gleichen Beckenbildungen entwickelt. Zur Endmoräne, die hier an Deutlichkeit etwas verliert, gehören die Durchragungen bei Stuthof.

In meinem Aufnahme-Bericht für 1896[1]) hatte ich erwähnt, dass wir ebenso, wie bis dahin für die westliche Oderseite bekannt war, auch für die östliche Anzeichen einer viermaligen Unterbrechung beim Rückzuge der Eismassen hätten; ich hatte damals behauptet und es später[2]) bestätigt gefunden, dass in den Zügen von Schwochow, Leine, Alt-Grape und Isinger ein neuer Endmoränenabschnitt zu suchen sei, dessen westliches Gegenstück auf dem linken Oderufer nordwestlich von Greifenhagen bekannt ist. Als 1. und südlichste gilt nunmehr östlich der Oder die neumärkische, als 2. die Beyersdorfer Endmoräne, als nördlichste 4. Etappe die erwähnten Durchragungszüge.

Ich hatte ferner bereits darauf aufmerksam gemacht[3]), dass in einem eigenthümlich coupirten Gelände nördlich Marienthal auf Blatt Wildenbruch die Spuren eines hier vorübergehend stationären Eisrandes zu vermuthen seien, andererseits hatte ich auch die auffällige Thatsache erwähnt, dass zwischen der durch die Durchragungszüge des nördlichen Theiles von Blatt Schwochow bezeichneten Etappe und der Beyersdorfer Endmoräne weitere Durchragungszüge auftreten, die ich gleichfalls als Rückzugsgebilde von der Art der Endmoränen auffassen zu müssen glaubte[4]).

Die Kartirung des Blattes Lippehne ergab das Resultat, dass quer durch den nördlichen Theil des Blattes ein ganzes System

[1]) l. c. S. LXXIV.

[2]) l. c. S. LXXIII ff. und dieses Jahrbuch für 1897, S. LV ff.

[3]) Dieses Jahrbuch für 1896, S. LXXIII.

[4]) Dieses Jahrbuch für 1897, S. LXII.

von Durchragungszügen sich hindurchzieht, die sich parallel zur Beyersdorfer Endmoräne anordnen und die als Repetition derselben, als 3. Etappe, aufzufassen sind. Auch die weitere Fortsetzung dieser kleinen Etappe auf Blatt Wildenbruch westlich von der erwähnten Stillstands-Lage des Eisrandes im Gelände nördlich Marienthal lässt sich nunmehr mit annähernder Wahrscheinlichkeit angeben. Die Endmoräne ist durch alle die Punkte bei Selchow und Wilhelmswalde bezeichnet, welche ich bereits (dieses Jahrbuch 1896, S. LXXII) erwähnte und damals noch für die Fortsetzung der Beyersdorfer Moräne halten musste. Inzwischen hatte SCHROEDER, der, wie ich gleichfalls erwähnte, in dem Sandgebiet bei Fiddichow einen weiteren Abschnitt der Beyersdorfer Etappe vermuthete, sich auch dahin ausgesprochen, dass die von Fiddichow auf Blatt Uchtdorf zunächst in südlicher, dann südöstlicher Richtung verlaufenden Züge die im zusammenhängenden Bilde noch fehlenden Verbindungsglieder zwischen Fiddichow und den Bauernbusch- und Hünenbergen auf Blatt Wildenbruch sein müssten; auch GAGEL ist dieser Ansicht (dieses Jahrbuch 1897, S. LIII) beigetreten, so dass nunmehr die Ergebnisse auf diesen Blättern mit den auf meinem östlich angrenzenden, eigentlichen Arbeitsgebiete gewonnenen in erfreulicher Weise übereinstimmen. Es gehören hierher das Gelände nördlich Marienthal (Blatt Wildenbruch), die Durchragung östlich Neuendorf, die Geschiebewälle bei Mölln, Eichelshagen und in der Pyritzer Stadtforst (Blatt Beyersdorf) und die ganze Reihe von gleichen Zügen, die auf Blatt Lippehne südlich Brederlow über Kremlin, Mellentin, östlich davon gegen Pitzerwitz aufbiegend, auch auf Blatt Schönow bei Lindenbusch und Kraazen zu verfolgen ist. Auch von dieser Etappe leiten Durchragungszüge und Geschiebewälle zur nächst nördlicheren wie südlicheren hinüber. Ich denke auf diese Thatsachen an anderer Stelle ausführlicher zurückzukommen; es muss erst noch die Kartirung der Blätter Schönow und Bernstein vollendet werden. Auch dann wird sich erst die weitere Fortsetzung der Beyersdorfer Endmoräne mit Sicherheit angeben lassen; zur Zeit steht fest, dass sie nördlich Stuthof und östlich Steinwehrsruh ziemlich unvermittelt nach NO., nach dem weiten Plönethal zu

aufbiegt. Es wird sich dann auch das Verhalten der verschiedenen Etappen zu einander und zum Plönethal ergeben. Wahrscheinlich werden alle, wie die grosse Neumärkische Endmoräne, nach N. aufbiegen und ihre Vereinigung bezw. Fortsetzung wird in dem Gewirr der Muscheriner und Dölitzer Sandberge (Blatt Dölitz und Prillwitz) zu suchen sein.

Zum Schluss möchte ich noch einige Bemerkungen über den Pyritzer Weizacker anführen, jene überaus fruchtbare Landschaft, welche sich von Stargard aus östlich und südlich des grossen Madue-Sees ausbreitet und weiter östlich die Gegend des Plöne-Sees (Blatt Prillwitz) mit umfasst. Er besteht aus Thonmergeln, Mergelsanden und thonstreifigen Sanden von sehr wechselnder Beschaffenheit; allen Bildungen ist eine starke humose Rinde gemeinsam. Stellenweise tauchen Kuppen von Oberem Geschiebemergel und Unteren Sanden als inselartige Erhebungen und Durchragungen aus den weiten Beckenbildungen auf. Es sind Absätze eines grossen alten Stausees, gehörig zu einem Eisrande, der weiter nördlich in der Gegend von Stargard zu suchen ist. Sie sind jünger als der Obere Geschiebemergel; ihre Auflagerung auf demselben konnte mehrfach festgestellt werden; bezüglich der genaueren Profile, die auf einer gemeinsamen Begehung festgelegt wurden, verweise ich auf die Ausführungen von H. SCHROEDER.

Der Südrand des Staubeckens gegen das Plateau Oberen Geschiebemergels liegt im südlichsten Theile der Blätter Pyritz und Prillwitz. Bei Pyritz liegt derselbe in 35 Meter, bei Megow in 50 Meter, bei Brietzig in 55 Meter, östlich Brietzig in 60 Meter, östlich Prillwitz in 63 und 73 Meter Meereshöhe. Weiter östlich bei Rosenfelde und Plönzig reichen die Beckenbildungen über die 60 Meter-Curve nicht hinauf; der heutige Spiegel des Madue-Sees liegt 14 Meter, der des Plöne-Sees 17 Meter hoch, so dass hier ein Stau von über 50 Meter Mächtigkeit vorliegt (unter Berücksichtigung der Senkung des Seespiegels in historischer Zeit). Natürlich ist die Mächtigkeit der Thone eine verschiedene; sie ist sehr beträchtlich und übersteigt auch in Aufschlüssen oft 10 bis 15 Meter nördlich Pyritz gegen Stargard zu; am Südrande beträgt sie nur 2—3 Meter, sinkt auch unter 2 Meter, so dass im Bohrer öfters

der Obere Geschiebemergel darunter gefasst wird. Im südlichen Grenzgebiet stellen sich auch (z. B. bei Prillwitz, Rosenfelde und Plönzig) Sandpartien in grösserer Ausdehnung ein, die anderweitig im Verbreitungsgebiet der Thone nesterartig auftreten; auch häufen sich hier im Randgebiet der Hochfläche Durchragungen Unterer Sande. Oestlich Kossin ist das Thongebiet von kleinen Rinnen späterer Erosion zum Plönethal durchzogen, in denen (nördlich Rosenfelde und Prillwitz) der Obere Geschiebemergel und Untere Sande unter den Beckenbildungen blossgelegt sind; auch längs des Südrandes der Alluvion des Plöne-Sees ist westlich Woitfick Erosion nachweisbar, doch scheint sie nur untergeordnet zu sein.

Die gesammte Mächtigkeit der diluvialen Bildungen ist im Allgemeinen nicht sehr beträchtlich; an mehreren Stellen ist tertiäres Material den Unteren Sanden reichlich beigemengt, auch sind in Einschnitten längs der Bahnstrecke Pyritz-Plönzig zwischen Kilometer 13—14 mehrfach tertiäre Schichten angeschnitten, die auch (z. B. in den Wattenbergen südlich Brietzig) in Durchragungszügen zu Tage treten.

K. Keilhack: Bericht über die wissenschaftlichen Ergebnisse der Aufnahmen des Sommers 1898.

Die Aufnahmen des Sommers 1898 betrafen einmal die hart an der Küste der Ostsee westlich von Kolberg gelegenen Blätter Langenhagen und Gützlaffshagen und sodann die etwa 30 Kilometer weit landeinwärts nordwestlich und nordöstlich von Naugard liegenden Blätter Moratz und Gülzow.

Das Blatt Langenhagen, dessen westliche, zum Kreise Greifenberg gehörende Hälfte von mir bearbeitet wurde, liegt in der pommerschen Strand- und Küstenzone. Erstere wird von einem nehrungsartigen Dünen- und Seesandstreifen gebildet, der den flachen Kamper See und die Moore des Kammin-Kolberger Küstenthales von der See scheidet. Unter der Nehrung liegt ein Torflager, welches auf einer längeren Strecke am Strande im Niveau des mittleren Wasserspiegels ausstreicht. Auf eine Landsenkung ist aber aus diesem Umstande nicht zu schliessen. Die

Mächtigkeit der über dem stark zusammengepressten Torflager folgenden Sande beträgt vielfach über 2 Meter. In einer Bohrung am Ausflusse des Kemper Sees westlich vom Fährhause sollen unter 3 Meter mächtigem Sande 4 Meter Torf erbohrt sein. Die südlich vom Küstenthale folgende Küstenzone besteht aus sehr fettem Oberen Geschiebemergel, der in der topographischen Form der Moränenlandschaft abgelagert ist. Unteres Diluvium kommt nur in einigen Durchragungen und am Rande des das Blatt durchziehenden Nordsüdthales im Abschnittsprofile zu Tage. Unter den Durchragungen ist ein Grandzug beachtenswerth, der östlich von Hagenow beiderseits der Bahn von Nordwest nach Südost verläuft, im Oberen Geschiebemergel liegt, aber topographisch sich durchaus nicht heraushebt, eine Art Ås, der nicht der Grundmoräne aufgesetzt ist, sondern einen in ihr wahrscheinlich subglacial eingeschnittenen Kanal ausfüllt.

Das südwärts folgende Blatt Gützlaffshagen gehört ganz und gar zur Küstenebene, die sich hier bereits bis 50 Meter ü. M. erhebt. Das in der Hauptsache von Oberem Geschiebemergel bedeckte Plateau wird durch eine grosse Anzahl von Rinnen, die entweder nordsüdlichen oder ostwestlichen Verlauf besitzen, in eine Anzahl von Theilstücken verlegt. Die Rinnen des ersteren Typus sind wahrscheinlich durch subglacial dem Eisrande zuströmende Schmelzwasser gebildet, während die Ostwestthäler von den ausserhalb des Eises an seinem Rande hin fliessenden Wassern benutzt wurden. Auch auf diesem Blatte tritt das Untere Diluvium in Form von Sanden und Granden in einer grossen Zahl von Durchragungen zu Tage. Ein sehr schöner, rechtwinklig geknickter, aus Granden aufgebauter Durchragungszug von 1,5 Kilometer Länge liegt bei dem Dorfe Darsow. Die in den Thälern auftretenden, zum Theil grandig-steinigen Thalsande gehören alle der tiefsten Thalsandstufe Hinterpommerns an, sind also in einer Zeit entstanden, in der das westliche Ostseebecken eisfrei war und mit seinem Wasserspiegel in keinem wesentlich andern Niveau als heute lag.

Im Gegensatze zu der hydrographischen Einfachheit der beiden eben besprochenen Blätter bieten die Blätter Gr. Sabow und

Moratz eine Reihe sehr verwickelter Thalbildungsprobleme. Da dieselben aber innerhalb des Rahmens eines einzelnen Blattes nicht zu verstehen sind, so werde ich auch die Verhältnisse der von Dr. SCHMIDT bearbeiteten Blätter Zickerke und Gülzow, sowie der gemeinsam von uns bearbeiteten Blätter Plathe und Schwessow mit besprechen. Diese 6 Blätter, die zusammen ein Rechteck von 3 Blatt Breite und 2 Blatt Höhe bilden, werden von Osten nach Westen vom pommerschen Urstromthale durchzogen. Dasselbe dient heute auf lange Erstreckung hin keinem Flusse mehr als Bett, sondern wird von der Mehrzahl der heutigen Flüsse quer durchströmt. Dieses Thal tritt auf Blatt Plathe in das Gebiet ein und durchzieht dasselbe in der Richtung nach W.—WSW. In diesem Thale kann man zwei Terrassen unterscheiden, die beide in derjenigen Zeit entstanden, während welcher die Wasser des Urstromthales in den aufgestauten Haffsee einmündeten. Die obere dieser beiden Terrassen, die nach Norden hin vielfach ganz unmerklich in die Oberen Sande der Hochfläche übergeht und sich dadurch an diesen Stellen als eine Art von Sandrbildung zu erkennen giebt, senkt sich von Plathe bis zur Erreichung des alten Stausees von mehr als 40 auf 25—30 Meter Meereshöhe. Die tiefere jüngere Terrasse dagegen senkt sich von 35 auf etwa 22 Meter. Neben diesen beiden durchgehenden Terrassen giebt es noch eine dritte, jüngste, die nur auf den beiden westlichen und östlichen Blättern sich findet und einen nordsüdlichen Verlauf besitzt. Auf den Blättern Plathe und Gr. Sabow folgt diese jüngste Terrasse dem Regaflusse, auf den beiden westlichen Blättern dem nordsüdlichen Verlaufe des Völzer Baches.

Diese jüngste Terrasse kann erst dann entstanden sein, als der Eisrand sich von der durch die Pribbernower und Gülzower Endmoräne angedeuteten Stillstandslage, während deren das Urstromthal geschaffen wurde, soweit zurückgezogen hatte, dass das Urstromthal trocken gelegt und den Schmelzwasserflüssen sowie den von Süden her kommenden Gewässern bequemere und kürzere Wege in das Ostseebecken eröffnet wurden. Wir haben Grund zu der Annahme, dass die Schmelzwasser in dieser Phase durch das bei Greifenberg vorüberführende Längsthal flossen und in der

Gegend von Cammin die offene See erreichten. Speciell für den Regafluss ergeben sich aus den Beobachtungen auf den Blättern Gr. Sabow und Plathe folgende Phasen.

I. Zeit der höchsten Terrasse. Nördlich vom Urstromthale entströmt an der Stelle des heutigen Regalaufes zwischen Greifenberg und Plathe dem Eisrande ein Schmelzwasserstrom, der sich subglacial ein tiefes, nach Süden hin schwach ansteigendes Bett in die unter dem Eise lagernden Schichten eingeschnitten hat. Im Süden des Urstromthales ist das heutige Regabett noch nicht vorhanden, der Fluss fliesst in zahlreichen Armen zwischen den Sand- und Lehm-Inseln vom Drumlin-Charakter in einer Höhe von 40—50 Meter ü. M. und folgt von Plathe ab dem Urstromthale nach Westen.

II. Zeit der zweiten Terrasse. Das Wasser im Stausee fällt um 10 Meter, die Zuflüsse können kräftig erodiren und werden weithin gesenkt, die Rega bildet sich südlich von Plathe ein Thal, in welchem mehrere Meter unter der obersten eine neue Terrasse aufgeschüttet wird. Die subglaciale Rinne nördlich von Plathe wird vertieft und auch in ihr eine tiefere Terrasse, zumeist durch Erosion, geschaffen. Der Fluss fliesst von Plathe ab im Urstromthale nach Westen.

III. Zeit der tiefsten Terrasse. Das Eis hat sich bis nördlich von Greifenberg zurückgezogen, die subglaciale Rinne zwischen Greifenberg und Plathe ist eisfrei geworden und wird sofort von den Regawassern benutzt, die die Rinne vertiefen und eine neue Terrasse bilden. Das wird dadurch möglich, dass das Längenthal bei Greifenberg 10—12 Meter unter dem Niveau des Plather Thales liegt. Die Rega fliesst von Greifenberg nach Westen und mündet bei Cammin. In dieser Zeit bildet sich eine subglaciale Nordsüdrinne nordöstlich von Greifenberg.

IV. Der Eisrand weicht bis Woedtke und Goerke zurück, wobei ein neues Längenthal entsteht, welches 7 Meter unter dem Greifenberger liegt. Die Rega fliesst ihm zu durch das bei III erwähnte, eisfrei gewordene Nordsüdthal, wendet sich von Goerke aus westlich, erreicht ihr bisheriges Thal bei Muddelmow wieder und mündet bei Cammin.

V. Der Eisrand weicht bis nördlich von Treptow zurück, als Randthal entsteht das hinterpommersche Küstenthal zwischen Treptow und Cammin, eine von Treptow nach Behlkow verlaufende subglacial entstandene Nordsüdrinne ist eisfrei geworden und wird, da das Treptower Thal 10 Meter tiefer als das von Goerke liegt, von der Rega benutzt, die von Treptow aus westlich fliesst und abermals bei Cammin das offene Wasser erreicht.

VI. Der Eisrand liegt noch weiter im Norden, das Küstenthal verlängert sich im Osten bis Kolberg und die Rega fliesst in den Kamper See und durch ihn 2 Meilen westlich von Kolberg in die Ostsee.

VII. In Folge eines postglacialen Durchbruches durch eine tiefe Stelle der Nehrung verlegt die Rega ihre Mündung etwas nach Westen an die heutige Stelle.

Ausser diesen hydrographischen Verhältnissen haben die Blätter Moratz und Gr. Sabow noch einige interessante Erscheinungen gezeigt.

Im südöstlichen Viertel von Blatt Moratz liegt im Thale des Mühlenbaches ein sehr eigenthümlicher, langgestreckter, schmaler Rücken, der seiner äusseren Form nach völlig einem Ås gleicht. Er besitzt eine Länge von fast 8 Kilometer bei einer Breite von 50—80 Meter. Er ist mehrfach unterbrochen, verläuft in nordsüdlicher Richtung und erstreckt sich vom Völzer Bache bis 2 Kilometer nördlich von Alt-Fanger auf Blatt Basenthin. Die Höhe des Rückens beträgt 3—8 Meter und seine seitliche Begrenzung bilden entweder die Torfflächen des Mühlenbaches oder die Thalsandebenen der angrenzenden Gebiete. Dieser Rücken besteht aber nicht wie die Åsar aus fluviatilen Bildungen, sondern aus Geschiebemergel, und nur an einer Stelle wurde in seinem Kerne Unterer Sand beobachtet.

Ueber die von der Juraformation eingenommenen Flächen des Blattes wird Dr. SCHMIDT im Zusammenhange mit dem Blatte Gülzow berichten.

Blatt Gr. Sabow gehört in das Gebiet der Drumlinlandschaft und stellt das erste aufgenommene Blatt dar, auf welchem diese Landschaftsform klar und deutlich in die Erscheinung tritt. Die

einzelnen Drums sind nicht nur topographisch, sondern auch geologisch trefflich markirt, da sie sich als Lehmrücken aus einem überwiegenden Sandgebiete herausheben.

M. SCHMIDT: Wissenschaftlicher Bericht über meine Aufnahmen im Sommer 1898.

Zunächst wurden die Aufnahmen auf Blatt Pribbernow abgeschlossen durch erneuten Besuch der dort vorhandenen Aufschlüsse aus der Kreideformation.

Von diesen lieferte die grösste Ausbeute die bekannte Grube am Hügelrande 700 Meter nordwestlich von Bresow. An der im Ganzen jetzt 8 Meter hohen Hinterwand derselben sind unter einer bis 2 Meter mächtigen Decke normalen Geschiebelehms und einer $2^1/_2$ Meter betragenden, mit Geschiebemergelschmitzen durchwirkten »Localmoränen«-Bildung aus umgelagertem Kreidematerial noch etwa 4 Meter unberührte Kreideschichten aufgeschlossen. Dieselben bestehen zum Theil aus einem mürben bis schreibkreideähnlich-feinen Kalk, der mit gänzlich zertrümmerten und zerrütteten Lagen fester, kieselreicher und daher schwer verwitternder Schwammkalke wechselt. Die in den Berg ansteigende Schichtung ist in Folge dessen ziemlich gut zu erkennen. In Betreff der übrigen petrographischen Eigenthümlichkeiten des Lagers, besonders bezüglich des Vorkommens sogenannten »todten Kalkes«[1]) in den Schichten, sei auf die genaue Beschreibung derselben durch W. DEECKE[2]) hingewiesen.

Dieselben Schichten treten zunächst weiter nordöstlich an mehreren Stellen desselben Hügels theils aus dem Geschiebelehm, theils aus Unterem Sand zu Tage; in letzterer Stellung finden sie sich auch unmittelbar südöstlich von Bresow am Hügelrande oberhalb des Weges.

Die ferneren für Blatt Pribbernow von verschiedenen Autoren angegebenen Vorkommen von Kreide haben sich bei den Aufnahmen in folgender Weise bestätigt.

[1]) H. SCHROEDER, Senone Kreidegeschiebe der Provinzen Ost- und Westpreussen, Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. 1882, XXXI, 251 – 252.

[2]) W. DEECKE, Die mesozoischen Formationen der Provinz Pommern. Mitth. d. nat. Vereins f. Neu-Vorpommern und Rügen, Jahrg. 26, 1894.

Einen Kilometer östlich vom Dorf Rissnow befindet sich am Hügelrande jenseits der Wiesen und 500 Meter südlich von dem nach Pribbernow führenden Wege ein kleiner Aufschluss, in dem früher eine Zeit lang Kalk gegraben wurde und der mir einige der bei Bresow reichlicher vorkommenden Fossilien geliefert hat. Auch die im Gipfel des südöstlich benachbarten Mühlberges den Geschiebelehm durchragenden Sande sind reich an Kreidegeschieben derselben Zone.

Dieser Reichthum an Kreidegeschieben ist in den Diluvialschichten südlich von den Aufschlüssen auf Blatt Dobberphul und von Bresow mehrfach zu beobachten. Vor Allem in den Unteren Sanden und steinigen Granden des endmoränenartigen Höhenzuges südlich vom Pribbernower See häufen sie sich stellenweise so sehr, dass sich einige Fossilien darin sammeln liessen. Es ist wahrscheinlich, dass die Angabe von SADEBECK[1]) über Kreidemergel von Pribbernow sich auf derartige Vorkommen bezieht; wenigstens habe ich von anderweitigem Vorhandensein derartigen Gesteins weder selbst etwas gesehen noch erfahren können.

Bei Cartlow schliesslich, wo die Kreide nach KOWALEWSKI[2]) zu Tage treten soll, fand sich 500 Meter südöstlich von der Windmühle am Abhange nach den Wiesen zu ein kleiner Aufschluss, in dem ebenfalls einige dem Bresower Vorkommen entsprechende Fossilien gesammelt wurden. Der Aufschluss lässt deutlich erkennen, dass es sich um eine kaum einen Meter mächtige, im Diluvium steckende Scholle von geringer Ausdehnung handelt.

Ergänzend füge ich hinzu, dass auch auf dem westlich anstossenden, von mir im Jahre vorher aufgenommenen Blatte Paulsdorf, $1^1/_2$ Kilometer nordwestlich vom gleichnamigen Dorfe, am Rande der Höhe nach dem Haff zu, Kreidemergel in geringer Ausdehnung im Acker ansteht. Derselbe scheint mit dem Bresower Vorkommen petrographisch übereinzustimmen; Fossilien habe ich, da ein Aufschluss fehlt, noch nicht erhalten können.

Die von mir in allen diesen Aufschlüssen auf Blatt Pribbernow und in den nordwärts benachbarten auf Blatt Dobberphul ge-

---

[1]) Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. 1865, XVII, S. 657.

[2]) Materialien zur Geologie Pommerns.

sammelten Fossilien haben die aus diesen Schichten bisher bekannte Fauna nicht unwesentlich ergänzt. Es fanden sich:

Leptophragma fragile A. Roem. sp. *
» *Murchisoni* Goldf. sp. *
Coscinopora infundibuliformis Goldf. *
Ventriculites alternans A. Roem. sp. *
» *angustatus* A. Roem. sp. †
» cf. *costatus* A. Roem. sp. *
» *gracilis* A. Roem. sp. †
» *radiatus* A. Roem. sp.
Cupulospongia Mantelli Goldf. sp.? *
Nonionina sp.
Cristellaria sp.
Nodosaria sp.
Bourgueticrinus sp. *
Cidaris subvesiculosa d'Orb. †
Micraster glyphus Cott. *
Echinocorys vulgaris Breyn.
Offaster sp. *
Rhynchonella plicatilis Sow.
Serpula cf. *conjuncta* Gein. *
» cf. *gordialis* v. Schloth. *
» *macropus* Sow. *
» sp. *
Ostrea curvirostris Nilss. †
» *hippopodium* Nilss. *
» *incurva* Nilss. †
» *(Alectryonia) Frons* Park. *
» » *semiplana* Sow. †
» » *sulcata* Blumenb. *
Exogyra haliotoidea Sow. sp. *
» *lateralis* Nilss. *
Gryphaea vesicularis Lam.
Lima canalifera Goldf. †
» *Hoperi* Sow. †
» *Marrotiana* d'Orb. *

Pecten laevis NILSS. †
» *trigeminatus* GOLDF. *
» *(Entolium) membranaceus* NILSS.
» *(Chlamys) cretosus* DEFR. *
» *(Amusium) inversus* NILSS. †
Janira cf. *striatocostata* GOLDF.
Pyrula carinata v. MÜNST. *
Actinocamax quadratus BLAINV.
Belemnitella mucronata v. SCHLOTH.
Baculites brevicosta SCHLÜT. *
» *incurvatus* DUJ. †
» cf. *vertebralis* LAM. *
Hamites sp. †
Cladocyclus Strehlensis GEIN. *
Osmeroides sp. *

Die in dieser Liste mit * bezeichneten Formen waren von den Fundorten bisher nicht bekannt; mit † bezeichnet sind die von W. DEECKE[1]) von dort angeführten, von mir nicht, oder doch nicht in deutlichen Exemplaren beobachteten Formen. Durch ferneres Sammeln in den zahlreichen Aufschlüssen wird die Reihe der Fossilien noch erheblich vermehrt werden, vor Allem in der Klasse der Spongien, von denen manche Reste wegen mangelhafter Erhaltung der bisher vorliegenden Stücke unbestimmt bleiben mussten.

Das Alter der Schichten ist durch das gleichzeitige Vorkommen von *Actinocamax quadratus* und *Belemnitella mucronata* in wohl bestimmbaren Stücken in fast allen Aufschlüssen gut gekennzeichnet. An Individuenzahl überwiegt die zweite Species. Das Vorkommen der Quadraten hatte BEHRENS[2]) erwähnt; DEECKE stellte es, wohl auf Grund nicht zureichenden Materiales, in Abrede. Dieses Auseinandergehen der Meinungen ist aber nicht, wie STOLLEY[3]) annimmt, durch das gleichzeitige Vorkommen

[1]) l. c. S. 90.
[2]) Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges. 1876, S. 622.
[3]) Ueber die Gliederung des norddeutschen und baltischen Senon etc. Arch. f. Anthrop. u. Geol. Schlesw.-Holst. Bd. II, Heft 2, S. 253.

typischer Mucronaten- und Quadratenkreide zu erklären. Vielmehr beweist das Zusammenvorkommen der beiden leitenden Belemniten in fast allen und auch ganz geringfügigen Aufschlüssen, dass wir die auch sonst[1]) bekannte, beiden Formen gemeinsame Schicht vor uns haben. Dass dieser doch sicher nicht allzu mächtige Horizont in dieser Gegend mit Ausschluss älterer und jüngerer Schichten auf so weitem Raume immer wiederkehrt, erklärt sich wohl aus einer schon gelegentlich des Aufschlusses bei Cartlow angedeuteten Eigenart dieser Vorkommen. Es ist seit lange bekannt, dass ein grosser Theil der in diesem Theile Pommerns so häufigen mesozoischen Gesteinsinseln von Diluvialschichten unterlagert werden. Sie sind also wenigstens zum Theil von einer verschollenen Heimath losgerissen und vom Glacialschub eine Strecke weit transportirt. So können schon die den Kern der Hügel bei und nordwärts von Bresow bildenden grösseren Kreidemassen ein solches Schicksal erlitten haben, ohne dass dafür bis jetzt der Beweis erbracht ist. Sie können sehr wohl einzelne Stücke einer nicht allzu ausgedehnten Scholle darstellen, die noch nahe bei einander liegen, während einzelne kleinere Bruchstücke weiter hin verschlagen wurden. Je kleiner dann die Mutterscholle war, je weniger kann es auffallen, dass überall dieselbe Schicht in den Aufschlüssen zu Tage tritt.

Ausser auf Blatt Pribbernow wurden die Aufnahmen auf den Blättern Zickerke und Gülzow zum Abschluss gebracht, auf denen vor allem die Ausbildung grosser jungdiluvialer Thäler von Interesse ist. Ueber ihre Gestaltung und Entstehungsgeschichte hat Herr Dr. KEILHACK in dem Bericht über seine diesjährigen Aufnahmen auch für die genannten beiden Blätter mit im Zusammenhange das Nöthige mitgetheilt.

Die Plateaufläche des Blattes Zickerke, die vorwiegend aus auffallend magerem Geschiebelehm besteht, lässt hier und da schon die weiter westlich auf Blatt Gr. Sabow vorherrschende Drumlin-Form erkennen. Zu unterscheiden von den breiten

---

[1]) Vergl. u. a. STOLLEY, Einige Bemerkungen über die obere Kreide, insbesondere von Lüneburg und Lägerdorf. Arch. f. Anthrop. u. Geol. Schlesw.-Holst. Bd. I, Heft 2, S. 168 u. 169.

und sanftgewölbten Nord-Süd-Rücken der Drums sind zwei schmale, ebenfalls nordsüdlich streichende Kämme aus normalem Geschiebelehm, die im Innern einen deutlich aufgepressten, stellenweise sogar zur Tagesoberfläche durchstossenden Kern von Unterem Sand und Grand besitzen. Sie finden sich 1 Kilometer nördlich von Gr. Leistikow und halbwegs zwischen Damerow und Friedrichsberg, östlich vom Wege. Ihre Entstehung ist kaum anders zu erklären, als durch Annahme localer Druckentlastung unter dem Eise, die in dieser Form und Richtung mächtigen, radial gegen den Eisrand gerichteten Spalten zugeschrieben werden muss. Derartige Spalten hätten ebensogut, wie neueste Forschungen an Gletschern der Jetztzeit in Nordwest-Amerika bestätigt haben, die Entstehung typischer Åsar veranlassen können, und es ist mir trotz mangelnder Aufschlüsse nicht unwahrscheinlich, dass der etwa im Fortstreichen des westlichen der beiden Geschiebelehmrücken zwischen Neuendorf und Altmühl von der neuen Chaussee durchschnittene auffallende Zug grandiger und steiniger Sandhügel in diese Kategorie der Diluvialerscheinungen gerechnet werden muss.

Die auf den Blättern Gülzow und Moratz sich findenden Aufschlüsse in mesozoischen Schichten sind seit lange bekannt und mehrfach beschrieben. Die palaeontologische Bearbeitung des dort gelegentlich der Aufnahmen gesammelten Fossilien-Materiales ist indessen noch nicht abgeschlossen. Ich beschränke mich daher auf die Mittheilung, dass nach Herrn Dr. Keilhack's Aufnahmen die wirthschaftlich nicht unwichtigen Vorkommen von Jurakalk zwischen der Schwanteshagener Mühle und Trechel auf Blatt Moratz eine erheblich grössere Verbreitung im Untergrunde besitzen, als bisher bekannt war. Das Jurakalkvorkommen von Klemmen (Bl. Gülzow) ist in der Umgebung des alten und jetzigen Abbaues fast überall von mächtigen Diluvialdecken verhüllt, und es ist mir auch nicht gelungen, in der weiteren Umgebung irgendwo eine Fortsetzung desselben nachzuweisen.

Das Schichtenprofil in der ebenfalls durch ihre mesozoischen Aufschlüsse seit lange bekannten[1]) Grube 1500 Meter südlich von

[1]) Wessel in Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges. VI, 1854, S. 309 u. 310.

Nemitz entspricht zur Zeit nicht dem von DEECKE (l. c. S. 10) im Jahre 1894 gegebenen Profil. Die ganze Höhe besteht nach meinen Aufnahmen zuoberst aus Oberem Geschiebemergel und wird in ihrer der Grube unmittelbar benachbarten Spitze von Mergelsand des Unteren Diluviums durchragt. In der Grube ist festzustellen, wie der nach dem Abhang zu mächtiger werdende Geschiebemergel sich nach oben zu über dem bis über 6 Meter mächtigen Mergelsand auskeilt. Unterer Geschiebemergel ist zur Zeit nicht aufgeschlossen. Der fette, von den Autoren beschriebene Kreidemergel ist an der östlichen, nach dem Thale zu gelegenen Wand etwa $1^1/_2$ Meter mächtig unter dem Geschiebemergel aufgeschlossen und schiebt sich nach N. zu auch unter den Mergelsand. Er bildet auch den Boden der Grube und unterteuft den von den früheren Besuchern beschriebenen fossilführenden Doggerblock, sodass die aus demselben ausgewitterten Fossilien auf und in seiner obersten Schicht gefunden werden. Bezüglich der petrographischen Beschaffenheit und der Fauna des Blockes sowie der fast ausschliesslich aus Foraminiferen bestehenden Mikrofauna des Kreidemergels verweise ich auf die ausführliche Zusammenstellung bei DEECKE[1]).

G. MAAS: Ueber einige Ergebnisse der Aufnahmen in der Gegend von Tuchel.

Orographisch lassen sich in der Gegend von Tuchel im Wesentlichen zwei scharf getrennte Gebiete unterscheiden, die auch hinsichtlich ihrer Bodenverhältnisse und dementsprechend in ihrer Wirthschaftsform beträchtlich von einander abweichen, tiefere Staffeln im südöstlichen Abfall des pommerellischen Landrückens. Die Scheide zwischen diesen beiden Höhenstufen, deren tiefere östliche von dem weiten Gebiete der Tucheler Haide eingenommen wird, bildet etwa das Thal der Brahe, doch liegt der Abfall der höheren Stufe stets auf der Westseite des Flusses.

Am Aufbau dieser beiden Höhenstufen, deren Entstehung und Bedeutung später erörtert werden soll, sind mehrere Ab-

[1]) l. c. S. 10—12 und 49, 50.

theilungen des Tertiärs und Diluviums betheiligt, abgesehen von den in zahllosen Rinnen und Becken abgelagerten Alluvialmassen.

Ausser einigen tieferen Brunnenbohrungen bieten besonders die Steilgehänge des tief eingeschnittenen Brahethales einen guten Einblick in den geologischen Bau und die Lagerungsverhältnisse vornehmlich der älteren Formationen.

Der nördlichste Fundpunkt für Tertiärbildungen, deren einige bereits früher von A. Jentzsch[1]) beschrieben wurden, liegt, wenn man von den in der näheren Umgebung von Konitz gelegenen Ortschaften Lipinice[2]) und Gr. Paglau[3]) absieht, am rechten Ufer der Brahe bei Adlig Wodziwoda, wo man beim Ausschachten des Kellers für die Brennerei auf ein Braunkohlenflötz stiess. Von dieser Stelle an treten bis Rudabrück an zahlreichen Stellen theils in der Stromrinne der Brahe, theils an den Steilgehängen des Flussbettes, fast immer aber dicht über dem Wasserspiegel, Tertiärbildungen auf und bilden auf dieser etwa 12 Kilometer langen Strecke fünf nordwestlich streichende Sättel. Ohne auf die einzelnen Aufschlusspunkte genauer einzugehen[4]), sei hier nur das allgemeine Profil dieser nördlichen Tertiärbildungen wiedergegeben, wie es sich an manchen Fundpunkten, z. B. bei Plaskau, vollständig beobachten lässt.

Posener Flammenthon, zuweilen mit einem Kohlenschmitz nahe der Basis,
Formsand,
Glimmersand,
Braunkohle,
Quarzsand,
Glimmersand,
Braunkohle,
Quarzsand.

[1]) Dieses Jahrbuch für 1883, S. 572, 591—593; 1896, S. 77—87.

[2]) Dieses Jahrbuch für 1896, S. 76.

[3]) In der Sammlung des Danziger Provinzialmuseums findet sich eine Probe holziger Braunkohle mit der Angabe, dass dieselbe bei Gr. Paglau »in grosser Tiefe« erbohrt sei.

[4]) Vergl. Schriften d. Naturf. Ges. Danzig N. F., Bd. 10 (1899), S. 7–9.

Bei der nahe der Sattellinie angelegten Quarzsandschlämmerei zu Plaskau [1]), wo auch die beiden Kohlenflötze des Südflügels eine Zeit lang abgebaut wurden, blieb ein jetzt verfallener, dicht über dem Brahespiegel in den liegendsten Quarzsanden angelegter, über 50 Meter tiefer Brunnen in mächtigen Thonen stehen, die also hier die Braunkohlenbildungen unterlagern.

Wie bereits erwähnt, wurden einige der nördlichen Tertiäraufschlüsse, z. B. die an der Eisenbahnbrücke [2]), schon früher beschrieben; doch bedürfen einige dieser Angaben einer näheren Erörterung. Die Thone, welche nach JENTZSCH's Angabe [3]) vom Braheufer dicht nördlich der Eisenbahnbrücke als Ziegeleimaterial geholt werden, entstammen keiner anstehenden Tertiärschicht. Vielmehr liegen hier im Diluvialgrande neben Geröllen aus Geschiebemergel zahlreiche, meist mit Kalk infiltrirte Thongeschiebe der verschiedensten Grösse, deren inhaltreichste zeitweilig ausgebeutet werden. Derartige Thongeschiebe finden sich auch zahlreich in den grossen Kiesgruben nördlich der Eisenbahnbrücke und eine entsprechende Bildung veranlasst das von JENTZSCH erwähnte lehmige Gehänge über den weissen Tertiärsanden an der Eisenbahnbrücke [4]). Die Braunkohle von der Mühle Hosianna [5]) wurde nicht bei diesem Gehöfte selbst gefunden; die allgemeine Angabe bezieht sich vielmehr auf die nahe gelegenen Braunkohlenaufschlüsse von Plaskau und Wimislaw. In der von dem Oberpräsidenten von Westpreussen herausgegebenen Denkschrift »Ueber die Fabrikation von Glas und Porzellan in der Provinz Westpreussen« findet sich die Angabe [6]), dass zu Kelpin tertiärer Quarzsand gefunden sei. Die betreffenden Fundpunkte liegen allerdings in der Feldmark von Kelpin, aber etwa 3 Kilometer vom Dorfe entfernt in unmittelbarer Nähe der Brahe unweit des Gutes Wimislaw, also nicht »etwa 4 Kilometer nordwestlich von Mühle Hosianna, 4 Kilometer nördlich von Tuchel«.

[1]) Dieses Jahrbuch für 1896, S. 79—82.
[2]) Dieses Jahrbuch für 1883, S. 572; ebenda 1896, S. 77 u. 82.
[3]) Dieses Jahrbuch für 1896, S. 83.
[4]) Dieses Jahrbuch für 1883, S. 572.
[5]) Dieses Jahrbuch für 1896, S. 78.
[6]) Dieses Jahrbuch für 1896, S. 82.

Ungefähr 3 Kilometer unterhalb Rudabrück beginnt bei der sog. Schwiedter Hölle eine neue Aufragung des Tertiärs, die sich bis etwa zur Mündung des Kamionkabaches verfolgen lässt und in den tiefen Einschnitten des Brahethales und des Spitalsees an zahlreichen Stellen aufgeschlossen ist, sodass sich ein sehr klares Bild der vielfach gestörten Lagerungsverhältnisse darbietet[1]. Am genauesten untersucht sind die Tertiärablagerungen im Felde der seit kurzer Zeit wieder in Betrieb gesetzten Braunkohlengrube Buko bei Pillamühl, von welcher bereits JENTZSCH ein Bild zu entwerfen versucht[2]. An den steilen Brahegehängen zeigt sich in Uebereinstimmung mit den im Grubenfelde niedergebrachten 29 Bohrungen, von denen JENTZSCH für seine Darstellungen nur 12 verwendete, dass die Tertiärschichten in dieser Gegend scheinbar einen nordwestlich streichenden Sattel bilden, in dessen Nordflügel fünf Kohlenflötze nachweisbar sind — die oberen drei wurden früher auf der Grube Buko abgebaut, während gegenwärtig das fünfte ausgebeutet wird —, während der Südflügel deren nur drei erkennen lässt. An den Brahegehängen wie auch aus den Bohrungen ersieht man deutlich, dass alle Flötze gegen die Sattellinie hin auskeilen[3], sodass man wohl in der Annahme nicht fehl gehen wird, dass die drei südlichen nach SW. einfallenden Flötze mit drei noch weiter südlich auftretenden nach NO. einfallenden einem anderen Kohlenbecken angehören als die Buko-Flötze, wie sich denn hier im Brahegebiete nirgends der Nachweis dafür führen lässt, dass man es mit den stark dislocirten Ablagerungen eines zusammenhängenden Braunkohlenbeckens zu thun hat. Wie bei den Ablagerungen des nördlichen Tertiärgebietes zeigt auch hier bei Pillamühl und am Spitalsee ein vollständiges Profil unter dem nur wenige Meter mächtigen Posener Flammenthon[4], welcher

---

[1]) Schriften Naturf. Ges. Danzig N. F. 10, S. 10—11.

[2]) Dieses Jahrbuch für 1896, S. 77 und 83—87, Taf. III, Fig. 2—4.

[3]) Hiernach sind die von JENTZSCH Taf. III, Fig. 3 u. 4 gegebenen Tertiär-Profile abzuändern, da in beiden mehrere Flötze zu einem zusammengezogen sind, was allerdings bei Fig. 2 als fraglich hingestellt wurde.

[4]) In der Gegend von Tuchel lässt sich in der allerdings nur wenige Meter mächtigen Schicht des Posener Flammenthones nirgends die von JENTZSCH (Schriften phys.-ökonom. Gesellsch. zu Königsberg 1896, S. 94 und 108) ange-

die verschiedenen Glieder der Braunkohlenbildungen discordant überlagert, einen mehrfachen Wechsel von Formsand, Glimmersand, Braunkohlen mit Kohlenletten und Quarzsand, wenn man von unregelmässigen Lettenbänken absieht. Auch hier treten die stärkeren Kohlenflötze neben dünnen Schmitzen an der Basis des Flammenthones und in den Formsanden, regelmässig zwischen Form- und Glimmersanden einerseits und Quarzsanden andererseits auf, in derselben Lagerung also, wie in dem nördlichen Tertiärgebiete.

Auch in grösserer Entfernung vom Brahethale wurden Braunkohlenbildungen mehrfach bei Brunnenbohrungen angetroffen, so in Gr. Mangelmühl (Gr. Mendromiersz), Polnisch Cekzin [1]) und Försterei Döbelsheide, wo folgende Schichten durchsunken wurden:

4 Meter Lehm und Mergel = Oberer Geschiebemergel.
8,5 » Sand } = Unterer Sand und Grand.
1,0 » Grand }
Braunkohle.

Wie der frühere Betriebsführer der Grube Buko, Obersteiger TORNOW in Pillamühl, der auch den gegenwärtigen Abbau daselbst unternommen hat, mittheilte, wurde hier in einer tieferen Bohrung als Liegendes der gesammten Braunkohlenablagerung ein hellfarbiger Thon in grösserer Mächtigkeit angefahren, welcher dem von Plaskau (s. o.) vollkommen entsprochen hätte. Da von beiden Stellen aber weder Bohrproben noch auch ein vollständiges Bohrregister vorhanden, so hätte auch diese Angabe nur geringen Werth, wenn sie nicht durch das Ergebniss einer Tiefbohrung

gebene Scheidung einer oberen und unteren grauen durch eine lebhaft roth geflammte Abtheilung wahrnehmen. Diese Gliederung erwies sich aber auch in den zahlreichen Tiefbohrungen und tiefen Grubenaufschlüssen im Warthethale als nicht durchführbar, da auch hier die Buntfärbung in den verschiedensten Theilen der Ablagerung in gleicher Weise auftritt. (Vergl. dieses Jahrbuch für 1898, S. 69.)

[1]) Dieses Jahrbuch für 1896, S. 78. An derselben Stelle giebt JENTZSCH an, dass nach Aussage des Herrn Landrath DELLBRÜCK auch in Gr. Klonia in etwa gleicher Meereshöhe mit Pillamühl Braunkohle erbohrt sein soll, was indessen von Herrn Oekonomierath ALY, Gr. Klonia, der die fragliche Bohrung ausführen liess, entschieden bestritten wird.

auf dem unweit gelegenen Gute Liskau unterstützt und ergänzt würde, von welcher ausser dem Verzeichniss auch Proben der durchsunkenen Erdschichten vorliegen. Das Profil dieser Bohrung ist:

0 — 3	Meter	Brauner Geschiebemergel = Oberer Geschiebemergel,
3 — 9,3	»	Spathsand (mit Wasser),
9,3— 25	»	Grauer Geschiebemergel = Unterer Geschiebemergel,
25 — 26,8	»	Grand,
26,8— 32,5	»	Rothbunter Thon = Posener Flammenthon,
32,5— 36	»	Bräunlicher thoniger Sand = Formsand,
36 — 41,3	»	Feinkörniger bräunlich weisser Glimmersand,
41,3— 42	»	Schwarze Kohlenletten,
42 — 50	»	Feinkörniger grauer Quarzsand,
50 — 55	»	Weisser gelblicher Glimmersand,
55 — 56	»	Holzige Braunkohle,
56 — 60	»	Mittelkörniger grauer Quarzsand,
60 — 61,5	»	Bräunlicher Glimmersand,
61,5— 64	»	Weisslicher glimmerhaltiger Quarzsand,
64 — 66,5	»	Braunkohle,
66,5— 73	»	Weisser Quarzkies [1]),
73 — 76	»	Chokoladenfarbige glimmerhaltige Letten,
76 —120	»	Hellgrauer, gelbbraun gefleckter Thon.

Bei einer Tiefe von 120 Meter wurde die Bohrung eingestellt, da immer noch nicht genügend Wasser vorhanden war.

Das Hauptergebniss dieser Bohrung ist, dass hier die Braunkohlenbildungen zwischen zwei petrographisch völlig übereinstimmenden Thonen liegen, ohne dass man, wegen der grossen Mächtigkeit der sandigen Braunkohlenablagerungen, an eine Ein-

[1]) Dieser Quarzkies, in dem sich vereinzelte Gerölle bis zu 15 Millimeter Länge finden, ist wohl mit groben Quarzsanden identisch, welche — nach Proben in der Sammlung der Königl. Geolog. Landesanstalt — im Liegenden der Braunkohle der Grube Buko erbohrt wurden, vergl. dieses Jahrbuch für 1896, S. 87.

lagerung in den Posener Flammenthon denken kann, welch' letzterer, wie auch seine geringe Mächtigkeit beweist, in der Gegend von Tuchel der Nordgrenze seines Verbreitungsgebietes bereits sehr nahe kommt.

In der Gegend von Crone a. Br. und Bromberg, sowie im Netze- und Warthethale umschliesst der Posener Flammenthon meist mehrere, z. Th. mächtigere Braunkohlenflötze, deren bedeutendstes fast überall die Basis des Thones bildet und von Sanden unterlagert wird. Bei Czarnikau, Zirke und Birnbaum wird dieses tiefste Flötz der Flammenthongruppe von bräunlichen Formsanden und Glimmersanden unterlagert, die, wie die Aufschlüsse im Kreise Meseritz zeigen, der märkischen Braunkohlenbildung angehören. Mit diesen Glimmersanden stimmen nun diejenigen der Tucheler Braunkohlenablagerungen vollkommen überein, sodass man wohl die oberen, von Form- und Glimmersanden begleiteten Braunkohlenflötze der Gegend von Tuchel gleichfalls mit der märkischen Braunkohlenbildung vereinigen kann. Es würden dann die tieferen, in Quarzsande eingebetteten Tucheler Flötze, ebenso wie die mächtigen Kohlenflötze der Quarzsandgruppe von Czarnikau[1]), einem tieferen Horizonte, wahrscheinlich dem Oberoligocän zuzurechnen sein, sodass man in den mächtigen liegenden Thonen von Liskau vielleicht den mitteloligocänen Septarienthon zu sehen hätte.

Hinsichtlich der Verbreitung und Entwickelung diluvialer Ablagerungen zeigen die beiden Höhenstufen der Gegend von Tuchel beträchtliche Unterschiede. In allen Bohrungen innerhalb des höheren Gebietes westlich der Tucheler Haide lassen sich zwei durch verschieden mächtige Sande, Grande, Mergelsande und Thonmergel getrennte Geschiebemergel nachweisen, wie es nachstehende Bohrregister zeigen.

Drausnitz (Höhe des Bohrpunktes bei 125 Meter über NN.).

0 — 1,25 Meter Grauer sandiger Mergel = Oberer Geschiebemergel,

[1]) Vergl. v. Rosenberg-Lipinsky, Neue Braunkohlensande in der Provinz Posen. Zeitschr. für prakt. Geologie 1897, S. 248—249.

1,25— 3,69	Meter	Feiner Sand	= Unterer Sand, Grand und Mergelsand,
3,69— 5,7	»	Grandiger Sand	
5,7 — 8,94	»	Mergelsand	
8,94— 9,56	»	Feiner Sand	
9,56— 9,8	»	Grober Grand	
9,8 —17	»	Grauer Geschiebemergel	= Unterer Geschiebemergel,
17 —18,5	»	Feiner Sand	= Unterer Diluvialsand.
18,5 —23	»	Grandiger Sand	

Kelpin (Höhe des Bohrpunktes 138 Meter über NN.).

0— 30	Fuss	Brauner Geschiebemergel,
30— 95	»	Mittelkörniger Sand,
95—165	»	Grauer Geschiebemergel.

Gr. Klonia (Höhe des Bohrpunktes 146 Meter über NN.).

0—10	Fuss	Gelbbrauner Geschiebemergel,
10—20	»	Grand,
20—50	»	Grauer Geschiebemergel.

Tuchel, Schwetzer Strasse.
(Höhe des Bohrpunktes 110 Meter über NN.)

0—10	Fuss	Gelbbrauner Geschiebemergel,
10—21	»	Mittelkörniger Sand,
21—66	»	Grauer Geschiebemergel,
66—79	»	Grandiger Sand.

Tuchel, Konitzer Strasse.
(Höhe des Bohrpunktes 108 Meter über NN.)

0—20	Fuss	Sand = Thalsand,	
20—25	»	Brauner Lehm	= Oberer Geschiebemergel,
25—30	»	Hellbrauner Geschiebemergel	
30—50	»	Grauer Geschiebemergel	
50—56	»	Grauer, sehr sandiger Geschiebemergel	
56—70	»	Grandiger Sand	= Unterer Sand und Grand.
70—80	»	Wasserführender Grand	

Tuchel, Krankenhaus.

(Höhe des Bohrpunktes 107,5 Meter über NN.)

0—18 Fuss	Gelbbrauner Geschiebemergel	= Oberer Geschiebemergel,
40—50 »	Feiner Sand	
50—56 »	Grand.	

Diese Ergebnisse stimmen sehr gut mit den Profilen zweier Brunnen vom Bahnhof Tuchel überein, die bereits von A. JENTZSCH[1]) beschrieben worden und einen 14 Meter mächtigen, an der Oberfläche gelbbraun, in der Tiefe grau gefärbten Geschiebemergel zeigen. JENTZSCH stellte diesen Geschiebemergel seiner Mächtigkeit und Farbe wegen zum Unteren Diluvium [2]). Doch handelt es sich hier nach meiner Auffassung um eine oberdiluviale Bildung, deren Mächtigkeit, aus später zu erläuternden Gründen, in der Gegend von Tuchel bedeutend schwankt.

Im Gegensatz zu der höheren Stufe lassen fast alle Bohrungen und Aufschlüsse [3]) des tieferen eigentlichen Haidegebietes über dem Tertiär nur einen Geschiebemergel erkennen, der häufig zunächst wieder von diluvialen Sanden und Granden unterlagert wird. Nur eine Bohrung im Felde der Braunkohlengrube Buko durchsank unter diesen liegenden Sanden, denen hier und dort Mergelsande und Thonmergel eingelagert sind, einen zweiten Geschiebemergel, und ebenso lassen sich weiter südlich bei Hammermühle zwei durch Sande und Mergelsande getrennte Geschiebemergel nachweisen, die auch in der Gegend von Crone a/Br. vorhanden sind, wie nachstehende Bohrungen beweisen.

Bohrung 39, nördlich von Goscieradz.

0 — 4 Meter	Gelbbrauner Geschiebemergel	= Oberer Geschiebemergel,
4 — 5,5 »	Braungrauer Geschiebemergel	

[1]) Dieses Jahrbuch für 1883, S. 566—567.

[2]) a. a. O. und dieses Jahrbuch für 1896, S. 84.

[3]) Vergl. dieses Jahrbuch für 1896, S. 78 und Taf. III, Fig. 3.

5,5 — 5,65 Meter Sandiger Grand
5,65— 8,65 » Feiner Sand
8,65—10,4 » Gelber grandiger Sand } = Unterer Sand und Grand,
10,4 —35 » Grauer Geschiebemergel = Unterer Geschiebemergel,
35 —50 » Feiner weisser Spathsand
50 —53 » Schwach grandiger Sand } = Unterer Sand,
53 —68 » Graubunter Thon = Posener Flammenthon.

Bohrung 40, nördlich von Goscieradz.

0 — 0,4 Meter Lehmiger Sand
0,4 — 4 » Gelbbrauner Geschiebemergel
4 — 6,85 » Grauer Geschiebemergel } = Oberer Geschiebemergel,
6,85—11,8 » Glimmerhaltiger, kalkfreier, grauer Thon = Unterdiluvialer Thon (?),
11,8 —13,7 » Gelber Sand und Mergelsand
13,7 —19,95 » Thonstreifiger Sand
19,95—20 » Lignitgerölle
20 —20,5 » Grandiger Spathsand
20,5 —26 » Kalkiger feiner Sand
26 —28,4 » Grandiger Spathsand } = Unterer Sand, Grand und Mergelsand,
28,4 —36,5 » Grauer Geschiebemergel = Unterer Geschiebemergel,
36,5 —54 » Spathsand
54 —54,45 » Grand } = Unterer Sand,
54,45—72 » Zelliger gelber kalkfreier Thon
72 —79 » Graugelber kalkfreier Thon } = Posener Flammenthon.

Im grösseren nördlichen Theile des in Rede stehenden Gebietes, im Westtheile der Tucheler Haide ist indessen nur ein von Sanden und Granden über- und unterlagerter Geschiebemergel vorhanden. Da unzweifelhafter Oberer Geschiebemergel westlich von Tuchel in Meereshöhen bis 180 Meter sich findet,

so könnte man geneigt sein, diesen in der Niederung der Tucheler Haide auftretenden Geschiebemergel für Unteren anzusprechen und in dem stellenweise unter diesem nachgewiesenen einen dritten tiefsten Geschiebemergel zu sehen, wie dies JENTZSCH auch gethan hat[1]). An mehreren Stellen, Jagen 212 des Schwiedter Forstes und südlichste Schlucht am Westufer des Spital-Sees, finden sich indessen in den Sanden unter dem Geschiebemergel Reste einer Süsswasserfauna auf primärer Lagerstätte, bestehend aus *Valvata piscinalis* MÜLL., *Bithynia tentaculata* L. und *Pisidium amnicum* MÜLL. Die gleichen Arten fanden sich einerseits an zwei Stellen der Gegend von Tuchel unter unzweifelhaftem Oberem Geschiebemergel, südwestlich der Gostoczyner Ziegelei westlich vom Spital-See und in der Kiesgrube an der Chaussee zwischen Tuchel und Kl. Mendromiersz, und wurden andererseits auf gleicher interglacialer Lagerstätte auch in anderen Gebieten, z. B. in der Gegend von Posen[2]) nachgewiesen. Daneben aber lieferten die Grande im Jagen 212 des Schwiedter Forstes auch Säugethierreste[3]), *Elephas primigenius* BLUMENB. Hieraus ergiebt sich, dass der diese interglacialen Sande überlagernde Geschiebemergel des Brahethales dem Oberen Diluvium angehört, ebenso wie der in etwa gleicher Meereshöhe auftretende Geschiebemergel der Gegend von Polnisch-Cekzin, der von JENTZSCH[4]) bereits im Gegensatz zu dem des Brahethales für Oberen angesprochen wurde, obgleich auch er das Tertiär unmittelbar überlagert[5]). Stellenweise zeigen sich in den durch die organischen Einschlüsse als interglacial

---

[1]) Dieses Jahrbuch für 1896, S. 84, Taf. III, Fig. 3, 1883, S. 568.

[2]) Dieses Jahrbuch für 1896, S. LXXX—LXXXIII.

[3]) Der von JENTZSCH (dieses Jahrbuch für 1883, S. 569) erwähnte Stosszahn von *Elephas primigenius* BLUMENB. aus einer Kiesgrube zwischen der Chaussee nach Rudabrück und der Eisenbahn, stammt, wie sich an dem in der Sammlung des Danziger Provinzialmuseums befindlichen Stücke sicher nachweisen lässt, nicht von primärer Lagerstätte, da seine eine Seite deutlich geschliffen und geschrammt ist. Dieses Bruchstück kann demnach ebenso wenig wie die von JENTZSCH an derselben Stelle erwähnten »völlig unbestimmbaren Conchylienstückchen« einen Beweis für das interglaciale Alter jener Grande abgeben. Die Grande gehören dem Oberen Diluvium an.

[4]) Dieses Jahrbuch für 1883, S. 574.

[5]) Dieses Jahrbuch für 1896, S. 78.

charakterisirten Sanden und Granden, die häufig auch unmittelbar vom Haidesande überlagert werden, grössere oder kleinere Ballen von Geschiebemergel und beweisen dadurch, dass bei der Bildung der Sande und Grande der Untere Geschiebemergel in grösserem Maassstabe zerstört wurde, womit sich sein nur schollenartiges Auftreten in vereinzelten Bohrungen des Haidegebietes sehr wohl erklären lässt. Da oberdiluviale Ablagerungen gleichförmig die verschiedenen Höhenstufen überziehen, so liegt die Annahme nahe, dass bereits zur Interglacialzeit das Gebiet der Tucheler Haide Höhenunterschiede gegen ihr westliches Randgebiet aufwies und dass gerade diese verschiedenen Höhenverhältnisse die Ursache für die intensive Aufarbeitung des Unteren Geschiebemergels in dem tiefer gelegenen Gebiete bildeten.

Von besonderer Bedeutung für die Erklärung der heutigen orographischen Verhältnisse der Gegend von Tuchel sind die Abschmelzerscheinungen der letzten Inlandeisbedeckung, die Endmoränen und Schmelzwasserrinnen. Es lassen sich dort mehrere durch Endmoränenzüge charakterisirte Etappen im Rückzuge des Eises nachweisen, doch sollen hier nur die nördlichsten, die nähere Umgegend von Tuchel unmittelbar betreffenden Züge behandelt werden, während ich mir eine eingehende Darstellung des gesammten Endmoränengebietes, welches sich bis in die Gegend von Crone a/Br. und Vandsburg erstreckt, vorbehalte.

Aus der Gegend von Neukirch und Gr. Paglau, wo er mit dem von Süden kommenden Endmoränenzuge der Obkaser und Damerauer Berge zusammentrifft, lässt sich der nördliche Hauptzug der Tucheler Endmoränen über den Schlangenberg und Weizenberg bei Rakelwitz durch das Gebiet zwischen Lubierszin, Bialowierz, Sehlen, Tuchel verfolgen, wo er dicht bei Tuchel mit 165,5 Meter seine grösste Höhe im östlichen Theile erreicht, und fällt dann mit dem Abfall zur Tucheler Haide östlich von Kelpin zusammen. Besonders in der Gegend von Neukirch und zwischen Tuchel, Sehlen, Bialowierz tritt die Rückenform dieses Zuges deutlich hervor, während er sonst mehr in einzelne Kuppen aufgelöst erscheint. Im Norden dieses Endmoränenzuges liegt in der Gegend von Kelpin, Dombrowka, Kl. und Gr. Komorze eine

stark hügelige Grundmoränenlandschaft, welche in der Umgebung von Dombrowka bei einem späteren Stillstande des Eises im Gebiete des Stranzno- und Studzno-Sees, der aber hier durch keine deutlich entwickelte Endmoräne bezeichnet wird, theilweise wieder durch Sand verhüllt wurde, während sich im Süden eine verschieden breite Verebnung einstellt, deren Lage durch die Orte Sehlen, Tucholka, Sluppi, Bladau, Tuchel bezeichnet wird. Die Breite dieser ebenen, nur durch jüngere Erosion leicht welligen Vorstufe nimmt nach Osten zu bedeutend ab, sodass sie schliesslich nur noch aus der schmalen Rinne des Glemboczek- und Trozionek-Sees besteht. Hier in der Gegend von Plaskau legt sich nämlich an den Endmoränenzug von Bialowierz-Koslinka, der seine östliche Fortsetzung in dem Steingebiet von Wimislaw und den Höhen von Zamarte findet, ein neuer, südlicherer Endmoränenzug an, oder vielmehr eine grössere Anzahl nach NO. und SW. dicht aneinander gedrängter Züge, die Liskau-Mangelmühler Endmoränen. Nördlich des schmalen Kitschthales ein scharfer, nordnordöstlich streichender Rücken, löst sich dieses Endmoränengebiet zwischen Neutuchel und Hochdorf, wo es von mehreren tiefen Schmelzwasserrinnen durchbrochen wird, in mehrere Züge auf, die zwischen Liskau, Gr. und Kl. Mangelmühle (Mendromiersz), in der Gegend des als Staubecken aufzufassenden Gr. Mangelmühler Sees, am weitesten auseinandertreten und sich zwischen Bruchau, Wilhelmsau und Christinenfelde wieder zusammenschliessen, kurz bevor sie in der fast ganz aus Grand und Blöcken bestehenden Wilhelmshöhe mit 171 Meter ihre grösste Höhe erreichen. In mehreren Zügen setzt sich dieser Endmoränenbogen durch das Gebiet der Tucheler Haide nach Osten zu fort. Die Lage des nördlichsten dieser Züge wird durch die Orte Neumühl, Rzitnitza-Quelle, Birkwald bezeichnet. Bedeutender aber sind die südlicheren Züge, der sich nach Osten zu gabelnde Moränenzug von Schwiedt, Plassowo, Szumionca, Theolog resp. Gr. Bislaw und das Endmoränengebiet von Minikowo und Klonowo.

Selten nur und stets nur auf sehr kurze Strecken treten die Endmoränen der Tucheler Gegend in typischer Gestalt, als Blockpackung in deutlichen Kuppen und Rücken, auf. Meist tritt an

deren Stelle ein längerer Durchragungszug, der dann aber in Aufschlüssen fast stets Zeichen einseitigen Druckes aufweist, oder ein oft bis zwei Kilometer breiter Streifen dicht gedrängter Kuppen aus Geschiebemergel mit durchstossenden Unteren Sanden, aus sehr geschiebereichem Geschiebemergel oder auch nur aus Sanden und Granden mit mehr oder weniger zahlreichen Blöcken. Zuweilen tritt auch an die Stelle eines solchen Kuppenzuges, der sich von der dahinter liegenden stark welligen Grundmoränenlandschaft oft kaum unterscheidet, nur eine auf eine schmale Zone beschränkte Bestreuung von Geschiebemergel oder Sand durch grosse und sehr grosse Geschiebeblöcke, sodass man hier lediglich von Geschiebestreifen sprechen kann. In dieser Gestalt der Geschiebestreifen zeigen sich die Endmoränen vornehmlich im eigentlichen Haidegebiete, wo sie mit Kiesrücken abwechseln und nur durch diese Vereinigung und ihren allmählichen Uebergang in andere Formen der Endmoränen sich als Theile solcher erweisen. Der Grund hierfür ist darin zu suchen, dass in dem tiefer gelegenen Haidegebiete die Schmelzwasser bedeutendere Umlagerungen von Sanden verursachten und dadurch die ursprünglich wohl auch hier wallartigen Endmoränenzüge fast vollständig verhüllten. Es geht dies daraus hervor, dass sich häufig unter solchen Geschiebestreifen ein grosser Steinreichthum des Sandes nachweisen lässt. Am deutlichsten ausgebildet zeigen sich die Geschiebestreifen in dem Endmoränenzuge Schwiedt, Plassowo, Szumionca, Theolog, der in den bewaldeten Theilen fast ganz aus derartigen Gebilden besteht. Deutlich geht der Endmoränencharakter aller dafür angesprochenen Bildungen in der Gegend von Tuchel aber daraus hervor, dass sie die Scheide bilden zwischen einer stark welligen Grundmoränenlandschaft mit zahlreichen Seen und Torfbecken im Norden und einer ebenen, meist dicht mit Geschieben bestreuten Fläche im Süden, und daraus, dass in diesen Zonen bedeutende Schwankungen in der Mächtigkeit des Geschiebemergels und andere Stauchungserscheinungen in grossem Maassstabe und weiter Verbreitung auftreten.

Hinter den Endmoränen stauten sich die Schmelzwasser an mehreren Stellen zu Seen auf, um dann die Wälle in mehr oder

weniger breiten Thälern zu durchbrechen. Solche Staubecken mit ihren Zu- und Abflussrinnen finden sich sowohl im eigentlichen Haidegebiet, welches seiner Entstehung nach als ein System zahlreicher hintereinander gelegener Sandr aufzufassen ist, in die sich erst später Schmelzwasserrinnen eingruben, bei Bialla und Plassowo, als auch in dem höher gelegenen westlichen Randgebiete. Hier im Westen von Tuchel treten diese Stau- und Abflussverhältnisse sogar so deutlich auf, dass sich hier mit Sicherheit die verschiedenen Phasen in der Entwicklung eines mannichfaltigen Entwässerungssystems verfolgen lassen, die indessen hier nur kurz angedeutet seien, da ihre genauere Darstellung zusammen mit der der Endmoränen später erfolgen soll. Aus mehreren Rinnen, dem Kitschthale oberhalb Neutuchel, der Senke des Sehlener Sees, der Frankenhagener Seerinne oberhalb Götzendorf und der heutigen Wiesenniederung zwischen Granau, Osterwik und Deutsch-Cekzin, sammelten sich die Schmelzwasser zu einem grossen Seebecken hinter der Mangelmühler Endmoräne an, das heute durch die grosse Alluvialfläche von Abrau, Kensau, Sicinny bezeichnet wird, während fast überall eine bis über 130 Meter aufsteigende Terrasse seine frühere Ausdehnung kennzeichnet. Einen Abfluss hatte dieser Stausee nach Süden durch eine schmale Rinne zwischen Zwangsbruch, Drausnitz, Krojantke, Ludwigsberg, der sich mit einer anderen, die Obkaser Berge durchbrechenden Schmelzwasserrinne, dem Kamionkathale, vereinigte und so zu einem Zufluss des sich in der Gegend zwischen Sommersin und Brahrode aus mehreren Rinnen bildenden diluvialen Brahethales wurde. Später wurden die Endmoränenwälle bei Neutuchel und zwischen Götzendorf und Grochowo durchbrochen und damit die ursprünglichen Zuflussrinnen des Abrauer Stausees, das Kitschthal und das Frankenhagener Thal durch das untere Kitschthal und das Reetzer Thal in Abflussrinnen umgewandelt, in welchen das Wasser des Stausees nach der schmalen Furche des Brahethales zwischen Luttomerbrück und Sommersin abfloss. Auch bei dem Sehlener Zuflussthale bereitete sich eine derartige Gefällsänderung vor, doch wurde hier der Riegel zwischen dem Glemboczek und dem Lubiersziner

See nicht schnell genug durchnagt, sodass nach Eröffnung des Reetzer- und Kitschthales der Durchbruch hier verhindert wurde.

Ein anderes dem Abrauer See an Grösse nur wenig nachstehendes Staubecken bestand zur gleichen Zeit hinter einem südlicheren Endmoränenzuge durch Vereinigung mehrerer Rinnen, von denen hier nur das Zempolna-, Kamionka-, Brahe- und Minikowothal genannt seien, in der Gegend von Brahrode und fand seinen Abfluss durch das von hier ab breite Brahethal[1]) über Crone zum Thorn-Eberswalder Hauptthal. Nach dem Abfliessen dieses Brahroder Stausees blieb nur eine verhältnissmässig schmale Rinne übrig, welche nach dem Versiegen des Abrauer Sees und der entsprechenden Quellgebiete hinter den Tucheler Endmoränen, als Hauptwasserader die noch aus weiter nördlich gelegenen Gegenden gespeiste Brahe aufnahm. In dieser Rinne bildete sich eine zweite tiefere diluviale Thalstufe aus, die unterhalb Brahrode im ganzen Brahethale auftritt, sich thalaufwärts aber nur noch wenig über die Einmündung der Kamionka in die Braheniederung hinaus verfolgen lässt.

Zu den Abschmelzerscheinungen in naher Beziehung steht auch eine eigenartige Sandablagerung in der Gegend von Theolog, welche eine gewisse Verwandtschaft zu den Asar aufweist, wenigstens wie diese aus fliessendem Wasser unter dem Eise niedergeschlagen wurde. Diese Sande liegen zunächst in einer flachen, schwach gewundenen Rinne im Geschiebemergel; dann nimmt ihre Mächtigkeit und damit ihre Aufragung über den Geschiebemergel gegen die Endmoräne hin immer mehr zu und erreicht schliesslich an dieser ihren grössten Werth, indem sich hier ein mächtiger Aufschüttungskegel bildete. Diese Erscheinung ist wohl

[1]) Lepsius' Geologische Karte von Deutschland (Blatt Bromberg) zeigt von Luttom und Braadorf an ein aus der Gegend von Lottyn und Reetz entspringendes, das ganze Gebiet westlich Polnisch-Cekzin und Klonowo bis an den Tucheler Rand einnehmendes Diluvialthal. Thatsächlich aber ist das diluviale Brahethal oberhalb des Brahroder Stausees, oberhalb der Kamionkamündung stets nur wenige hundert Meter breit und nimmt erst von Brahthal ab, also unterhalb des Stausees, eine grössere Breite an, die indessen auch hinter der von Lepsius angegebenen bedeutend zurückbleibt.

so zu erklären, dass ein mit Schutt beladener Schmelzwasserbach unter dem Eise eine flache Rinne auswusch und mit Sand erfüllte, nach dem Eisrande zu, mit abnehmendem Eisdruck und verticaler Erweiterung seines Kanales, sein Bett allmählich erhöhte und schliesslich am Eisrande, vom Eisdruck befreit und unter dem stauenden Einflusse der Endmoräne, einen mächtigen Schuttkegel aufwarf, der die Endmoräne zum Theil vollkommen verhüllte.

A. Jentzsch: Bericht über Aufnahmen in Westpreussen während der Jahre 1897 und 1898.

Aufgenommen wurden die Blätter Graudenz, Okonin, Linowo (Gr.-A. 33; 33, 34, 35) und Nickelswalde (Gr.-A. 16; 40), begonnen die Blätter Schwetz und Sartowitz (Gr.-A. 33; 31, 32); ausserdem wurden die Aufschlüsse der Eisenbahn-Neubaustrecke Elbing-Frauenburg-Braunsberg untersucht, sowie gemeinsam mit Herrn Geheimen Bergrath Berendt eine Bereisung der Thalstufen des Weichselgebietes durchgeführt.

Aus der grossen Fülle der bei diesen Aufnahmen gesammelten Beobachtungen seien nur einzelne wenige hier hervorgehoben. Im Uebrigen muss auf die ausführlichen Erläuterungen der Karten, sowie auf die von mir beabsichtigten Bearbeitungen einzelner Fragen verwiesen werden. Von vielseitigem Interesse ist Blatt Graudenz. Vordiluviale Schichten sind dort durch 2 am Bahnhof in den Jahren 1885 und 1897 ausgeführte Brunnenbohrungen durchsunken worden. Beide trafen Tertiär über Kreide. Die Oberfläche der letzteren liegt 76 bezw. 78 Meter unter dem Meeresspiegel (Normalnull). Die Kreide ist mit 25 Meter Mächtigkeit nicht durchsunken, durchweg kalkreich und besteht im Wesentlichen aus einem, theils groben, theils thonähnlich feinen Sandstein mit kalkigem Bindemittel; meist mürbe mit einzelnen festen, der »harten Kreide« ähnlichen Knollen. Da Versteinerungen nicht gefunden wurden, beruht die Bestimmung als Kreide nur auf den petrographischen Merkmalen und der Ueberlagerung durch Tertiär.

Das Tertiär hat hier als unterstes Glied den von mir als

»Thorner Thon«[1]) bezeichneten dunkelbraunen Letten, der bei Graudenz 2 Braunkohlenflötze enthält, und über diesem liegt die eigentliche (Posener) Braunkohenformation in sandiger bis feinsandiger Ausbildung. Für die vordiluvialen Schichten des südlichen Westpreussens ergiebt sich nunmehr folgende Parallele, wobei ich die senkrechten Mächtigkeiten in Metern einschreibe, und die beobachteten Maxima durch fetten Druck hervorhebe:

	Graudenz	Schwetz	Thorn	Hermannshöhe bei Bischofswerder (Blatt Plowenz)
Posener Thon	—	4	28	12,8
» Braunkohlenbildung	36,9	58	20	39,5
Thorner Thon	20,5	31	14	19,6
Kreideformation	25	15,25	90	20,1

Die am Graudenzer Bahnhofe beobachtete Braunkohlenbildung ist nur 32,4 Meter mächtig und enthält ein Kohlenflötz, welches bei nur 0,4 Meter Mächtigkeit natürlich nicht bauwürdig ist; sie entspricht dem unteren Theile der Schwetzer Braunkohlenbildung; der obere Theil der letzteren, sowie der Posener Thon, fehlen hier. Beide dürften wohl früher bei Graudenz entwickelt gewesen sein, da die Verbindungslinie der Bohrpunkte Schwetz und Hermannshöhe, welche z. Z. die Nordgrenze des Posener Thones bezeichnen, nur 5 Kilometer südlich von Graudenz vorbei streicht.

Nur in dem älteren Graudenzer Bohrprofil ist übrigens diese Braunkohlenbildung getroffen; in der Bohrung von 1897 ist sie zerstört und bis in die obersten Schichten des Thorner Thones hinab ein unterirdisches, 32,35 Meter tiefes Thal ausgewaschen, welches zunächst mit Geschiebemergel ausgefüllt wurde, der von dem zerstörten Braunkohlenmaterial meist braun gefärbt erscheint, und von 15 Meter mächtigen Tertiärmassen bedeckt wird, welche offenbar von den Gehängen des vordiluvialen Thales auf ihn herab-

[1]) Jentzsch, Neue Gesteinsaufschlüsse in Ost- und Westpreussen 1893—1895. Dieses Jahrbuch für 1896, S. 97.

gerutscht sind. Ueber den Massen dieses alten Bergrutsches folgt nach Oben noch ein mächtiges, reich gegliedertes Diluvium.

Die Sohle dieses vordiluvialen Thales liegt am Graudenzer Bahnhof bei — 57,15 Meter unter Normalnull, während in der älteren Bahnhofsbohrung das Tertiär bis — 24,8 Meter unter Normalnull aufragt.

Ueber der Braunkohlenbildung, und unter dem Diluvium wurde in der älteren Bahnhofsbohrung 0,8 Meter glaukonitischer thoniger Sand von deutlich grüner Farbe getroffen, von welchem es unter solchen Umständen noch zweifelhaft bleiben muss, ob er auf 1. oder 2. Lagerstätte sich befindet. Im ersten Falle wäre seine stratigraphische Stellung um so merkwürdiger, als die unteroligocäne Grünsandbildung, welche in Ostpreussen und im Weichseldelta die Braunkohlenbildung unterteuft und dort überall unmittelbar auf Kreide liegt, neuerdings südwärts bis Marienwerder, also nur 30 Kilometer nördlich von Graudenz, unmittelbar über Kreideformation erbohrt ist.

Ausser am Bahnhofe ist Tertiär auch 2 Kilometer südwestlich davon am städtischen Wasserwerk unterhalb Bösler's Höhe, westich der Graudenz-Culmer Chaussee erbohrt. Es ragt hier bis — 20,37 Meter unter Normalnull auf, mithin noch 4,42 Meter höher als in der älteren Bahnhofsbohrung, sodass die Gesammttiefe des erwähnten vordiluvialen Thales sich nunmehr auf mindestens 36,78 Meter berechnet.

Das Tertiär ist am Wasserwerke nur 4,5 Meter mächtig angeschnitten und besteht dort aus grauem thonigem Letten, von welchem wir, da er am Bahnhof fehlt, annehmen müssen, dass er die sandige Stufe der Braunkohlenbildung überlagert, was auch zu seiner höheren Lage stimmt. Vielleicht könnte er ein Vertreter des Posener Thones sein. Rechnen wir diese 4,5 Meter zu den am Bahnhof beobachteten 32,4 Meter hinzu, so ergiebt sich für die auf Blatt Graudenz nachgewiesenen Tertiärschichten (ohne den Grünsand) die oben genannte Mächtigkeit von 36,9 Meter.

Für die vordiluvialen Schichten der Gegend zwischen Graudenz und Thorn ergaben sich die Maximalmächtigkeiten:

Posener Thon	28 Meter	117 Meter Tertiär
» Braunkohlenbildung . .	58 »	
Thorner Thon	31 »	
Kreideformation	90 »	
Summa	207 Meter	

Summa 207 Meter bekannt gewordene vordiluviale Schichten.

Darüber legt sich das Diluvium in gewaltiger Mächtigkeit und reicher Gliederung, welche durch die Verbindung der Tagesaufschlüsse mit mehreren Bohrprofilen festgestellt werden konnte. Es beginnt mit den ersten Ausfüllungen des erwähnten vordiluvialen Thales. Dieselben bestehen im Wesentlichen aus einem Geschiebemergel, welcher einschliesslich der 15 Meter starken verrutschten Tertiärmassen und unerheblicher Sandbänkchen eine Gesammtmächtigkeit von 38 Meter erreicht. In dieser Mächtigkeit ist er 1897 am Bahnhofe durchbohrt und mit 24,09 Meter Mächtigkeit an der ehemals projectirten Zuckerfabrik (500 Meter südlich des Bahnhofes, westlich der Rehdener Chaussee) im Jahre 1881 nicht durchsunken. Auf diese »älteste Thalmoräne« legt sich nun eine mächtige Sedimentstufe, deren Verbreitung und Gliederung über mehrere Kilometer an der Hand von Tiefbohrungen verfolgt werden konnte. Dieselbe beginnt mit einer 18 Meter mächtigen Stufe von Diluvialgrand (a), in welcher die Brunnen des Graudenzer Wasserwerkes stehen. Da dieser Grand den Auswaschungsrest des ältesten Geschiebemergels der Graudenzer Gegend vorstellt, musste es von Interesse sein, die Häufigkeit der Hauptgeschiebearten darin festzustellen. Zu diesem Zwecke wurden von ihm, ebenso wie von den höheren geschiebeführenden Schichten, alle verfügbaren Proben ausgewaschen und durch ein 4 Millimeter-Sieb geschüttet. Nachdem so alle Geschiebe von mehr als 4 Millimeter Durchmesser gesammelt waren, wurden dieselben nach ihren Hauptarten gesondert. Es konnte und sollte hierbei nicht auf die Auffindung einzelner seltener Leitgeschiebe, sondern lediglich auf die Ermittelung des Massenverhältnisses hingewirkt werden.

In 7 benachbarten Bohrprofilen des Wasserwerkes wurden aus dem Grand a im Ganzen 284 Gramm Geschiebe gewonnen, und ergaben in Gewichtsprocenten:

	Grenzwerthe	Mittel der 7 Einzelwerthe	Antheil der Gesammtmasse von 284 Gramm	Abgerundeter wahrscheinlichster Werth
Granite etc. d. h. alle Arten krystalliner Silicatgesteine . . .	32,7—73,9	53,9	59,9	57
Silurkalke	23,1—67,3	40,9	34,0	37
Kreidegesteine . . .	0—0,4	0,1	0,1	0,1
Sandstein, Dolomit und Unbestimmbares . .	0—12,5	5,1	6,0	5,9

Bezeichnend ist die Seltenheit der Kreidegeschiebe. In 5 Grandproben wurden sie überhaupt nicht gefunden, in 2 anderen nur zusammen 3 kleine Brocken: 1 Feuerstein, 1 weisser Kreidemergel mit Feuersteinspuren und 1 Stückchen, welches harte Kreide sein könnte. Diese an fast völliges Fehlen grenzende Seltenheit der Kreidegesteine scheint für das unterste Glacial der Weichselgegend bezeichnend zu sein; insbesondere entspricht es genau dem von mir für die Gegend von Marienburg nachgewiesenen Verhältniss [1]).

Auf diesen ältesten Glacialgrand legt sich eine Interglaciale Schichtenreihe, welche sich als die Ausfüllung eines Süsswasserbeckens von mindestens 400 Meter Länge darstellt. Aus der Vereinigung der 8 Profile ergiebt sich von Unten nach Oben folgende Gliederung dieses Interglacials:

b) Zu unterst liegt 0,9 Meter Diatomeenerde, die indess nur in Bohrloch III gefunden wurde. Ihr Vertreter in Bohrloch V ist ein 2,0 Meter mächtiger hellgrauer Mergel mit Muscheln. Das gegenseitige Altersverhältniss beider ist aus den vorliegenden Bohrproben nicht zu ermitteln. Beide vereint beweisen unwiderlediglich die Ursprünglichkeit des 2 Meter mächtigen Absatzes eines mit Pflanzen und Thieren reich bevölkerten Süsswassers. Der in Bohr-

[1]) Jentzsch, Das Interglacial bei Marienburg und Dirschau. Dieses Jahrbuch für 1895, S. 165—208.

loch VII getroffene 1,5 Meter mächtige dunkelgraue Fayence-mergel ist wohl ein Vertreter dieses alten Teichschlammes.

c) Darauf folgt eine Sandeinschwemmung, welche ihre Zugehörigkeit zu dem an Pflanzen und Thieren reichen Gewässer durch graue Farbe kundgiebt. Dieser graue Sand ist in den Bohrungen III, IV, V, VII getroffen worden und 0,7 — 3,01 Meter mächtig.

d) Darauf folgt in unseren Profilen wieder grauer Mergel, 2,6—2,8 Meter mächtig; in Bohrloch I und VIII sind Mergel a) und c) nicht durch Sand getrennt (wenigstens nicht in der vorliegenden Probenreihe) und zusammen 6,8 bezw. 5,5 Meter mächtig.

e) Darüber legt sich wiederum grauer, also durch organische Substanzen gefärbter Sand, dessen Mächtigkeit in den Bohrlöchern I, II, VIII zu 1,8—2,8 bezw. 2,1 Meter bestimmt ist. Er ist in manchen Proben kalkfrei, in anderen schwach kalkhaltig.

f) Endlich folgt ein dunkelgrauer, schwach kalkhaltiger Thon, der nicht nur mikroskopisch zerfallene Pflanzenreste erkennen lässt, sondern auch schon makroskopisch durch die sehr kleinen, aber in keiner Probe fehlenden Pünktchen von Blaueisenerde als organische Stoffe führend bezeichnet ist. Er fehlt in Bohrloch III, wo er vermuthlich durch diluviale Auswaschung zerstört ist. Auch in Bohrloch VIII ist er durch Auswaschung auf 0,25 Meter reducirt. In den Bohrlöchern I, II, V, VI, VII, ist er 1,0—3,3 Meter, im Mittel 2,0 Meter mächtig.

Zählt man die grössten Mächtigkeiten der einzelnen Bänke zusammen, so erhält man für die ganze interglaciale Süsswasserstufe den Betrag von 17,91 Meter. Die verticale Gesammtmächtigkeit dieser Stufe in jedem der 8 Einzelprofile beträgt indess nur 3,3 — 11,1 Meter, im Mittel 7,6 Meter. Die geringeren Einzelmächtigkeiten beruhen vorwiegend auf dem Fehlen der, durch spätere diluviale Auswaschung zerstörten oberen Bänke, weshalb

wir die ursprüngliche Gesammtmächtigkeit der Süsswasserstufe auf mindestens 11 Meter anzunehmen haben.

Die Entwickelung des Süsswasserbeckens wird nach Oben abgeschnitten durch Wasserabsätze, welche als die Vorläufer einer zweiten Vereisung betrachtet werden müssen.

g) Zunächst erscheinen 2,8—9,5 Meter mächtige Sande, welche in ihren unteren Schichten noch grau und theilweise kalkarm sind, in ihren oberen aber an Kalkgehalt und gelber Farbe den ganz gewöhnlichen Diluvialsanden gleichen. Meist geschiebefrei, enthalten sie doch einzelne grandige Lagen. Die grösste aus dieser Stufe vorliegende Grandprobe (aus Bohrloch III) ergab 29,4 Gramm über 4 Millimeter grosser Geschiebe. Unter diesen sind

16,0 pCt. Granit u. s. w.,
81,6 » Silurkalk,
0,7 » Kreidegesteine,
1,7 » Sandsteine, Dolomite und Unbestimmtes.

Der Procentsatz für Kreidegesteine ist zwar noch sehr klein, aber immerhin ein wenig grösser als in Schicht a). Möglicherweise ist dieser kleine Unterschied indess nur zufällig, vielleicht auch bedingt durch die grössere Häufigkeit weicher Gesteine überhaupt, wie sie sich in dem Reichthum an Silurkalk kundgiebt. Das Verhältniss von Kreide zu Silur ist nämlich keineswegs grösser als in Schicht a).

h) Nun folgt ein hellgelblich-grauer Thonmergel von 3 bis 5,2 Meter Mächtigkeit, darüber

i) eine dünne Grandbank, welche aus kleinen, abgerollten Geschieben besteht. Letztere sind in den Proben zumeist mit dem Thonmergel vermischt, und verleihen diesen Proben bei oberflächlicher Betrachtung ein Geschiebemergel-ähnliches Aussehen. Die völlige Abrundung der Geschiebe beweist indess, dass hier der ursprünglich wohl in der Nähe anstehende, anscheinend sogar in einigen

der Bohrlöcher wirklich durchsunkene Geschiebemergel durch Wasser in Thonmergel und Grand zerlegt worden ist. Die Mächtigkeit der Grandbank lässt sich in Folge dessen nicht bestimmen, beträgt aber jedenfalls weniger als 1 Meter.

Die aus i) vorliegenden Gerölle wiegen zusammen 295 Gramm und enthalten

19,5 pCt. Granit u. s. w.,
51,0 » Silurkalk,
1,5 » Kreidegesteine,
28,0 » Sandsteine, Dolomite und Unbestimmtes.

k) Es folgt nach oben eine Sandstufe von etwa 4—7 Meter Mächtigkeit. In Bohrloch VI enthielt dieselbe eine 4 Meter mächtige Grandbank, die fast nur aus Silicatgesteinen (Granite u. s. w.) und aus Silurkalk besteht; Kreidegesteine scheinen zu fehlen; dagegen fand sich ein Phosphoritknollen als Geschiebe aus dem Tertiär. i) und k) können wahrscheinlich zu einer Stufe vereint werden.

l) Darüber folgt nochmals 1—5 Meter hellgelblich-grauer Thonmergel, und über diesem

m) ein geschiebefreier Diluvialsand von normalem Kalkgehalt, hellgelblicher Farbe und 0,7—8 Meter Mächtigkeit.

An dieses durch Bohrungen ermittelte Diluvialprofil reihen sich nun als höhere Diluvialschichten die Tages-Aufschlüsse. Der Thonmergel h) ist die tiefste, zu Tage tretende Bank und in der Umgegend von Graudenz weit verbreitet, weshalb ich ihn als Unteren Graudenzer Thon bezeichnet habe. Sein bester Aufschluss liegt hart am rechten Weichselufer in der Ziegelei Stremotzin, 1200 Meter südlich der Weichselbrücke. Hier ist der Thon wagerecht dünngeschichtet und mit 25 Meter Mächtigkeit nicht durchsunken. Er wird zunächst von 0,5—1,5 Meter Spathsand bedeckt und dieser von 0,5—1,0 Meter Geschiebemergel, dem Vertreter der Grandbank i). Diese Grandbank ist in der älteren Bahnhofsbohrung 4 Meter mächtig getroffen, was dem Auswaschungsrückstande eines Geschiebemergels von mindestens

8 Meter Mächtigkeit entspricht. In der neuen Bahnhofsbohrung[1]) ist letzterer sogar noch mächtiger getroffen worden, durch Sande und Grande in mehrere Bänke getheilt. Wir haben also hier die Absätze der zweiten Vergletscherung.

Ueber der zweiten Vergletscherung folgt nun noch zunächst der Obere Graudenzer Thon (1), mit welchem ein mindestens 20—30 Meter mächtiges zweites Interglacial beginnt, und über letzterem das ganze Jungglacial, in seiner aus Nachbarblättern von mir schon früher beschriebenen Gliederung.

Dieses zweite Interglacial besteht grossentheils aus fossilarmem Sand und Thonmergel, enthält jedoch auch fossilführende Bänke, von welchen eine kleine Schichtengruppe im nördlichsten Theil der Stadt Graudenz, am Südgehänge des Festungshügels unweit der Kasernenstrasse (also an der Grenze der Blätter Stadt Graudenz und Feste Courbière) auf etwa 200 Meter Erstreckung verfolgt werden konnte. Diese kleine, nur 3,9 Meter mächtige Schichtengruppe besteht hier aus

3,0 Meter gelblich-weissem, marinem, thonigem Diatomeenmergel über

0,5 » grauem, fettem Thonmergel über

0,4 » » , » Thon, welcher wegen seiner Kalkfreiheit[2]) eine alte Land- oder Süsswasserbildung sein muss. Dieses zweite Interglacial dürfte demjenigen Interglacial entsprechen, welchem die Neudecker Cardiumbank angehört.

In einem grossen Theile des Blattes Graudenz ist das Jungglacial bei der Thalauswaschung völlig zerstört; in einem anderen Theile sind als Auswaschungsrückstand desselben ausgedehnte Grandlager zurückgeblieben, welche bei Rondsen und Gruppe in grossem Maassstabe ausgebeutet werden und hier eine reiche Fauna enthalten, welche alle Meeres-, Land- und Süsswasserthiere der zweiten Interglacialzeit, also der Neudecker Cardiumbank und der

---

[1]) Das Profil dieser neuesten Tiefbohrung ist von mir beschrieben unter dem Titel: »Eine Tiefbohrung in Graudenz,« Schriften d. Naturf. Ges. in Danzig, N. F., Bd. IX, Heft 3 und 4, S. 178—184.

[2]) Jentzsch, die kalkfreien Einlagerungen des Diluviums. Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. XLVI, 1894, S. 111—115.

unter und über derselben liegenden Süsswasserbänke umfasst, aber sehr wohl auch mit Ueberresten jungglacialer Faunen vermischt sein mag.

Zweifellos den Meeressanden derselben Interglacialzeit entstammen in diesen Granden die Schalen von *Cardium edule* L., *Cardium echinatum* L., *Cyprina Islandica* L., *Mactra subtruncata* Dac., *Tapes virginea* L., dagegen den Süsswasserschichten derselben Interglacialstufe die Schalen von *Dreissensia polymorpha* Chemn., *Paludina diluviana* Kunth und *Valvata piscinalis* Müller und die Knochen, Zähne und Geweihe von *Elephas primigenius* Blumenb.; *Cervus euryceros* Aldr., dem Riesenhirsch (von dessen 3 aus Westpreussen bekannt gewordenen Geweihstücken 2 dem Blatte Graudenz entstammen), *Rhinoceros Merckii* Jäg., *Equus Caballus* L. und *Bos* sp. Aus denselben Grandgruben entstammt auch der einzige westpreussische Rest eines Steppenthieres, nämlich das durch Nehring [1]) beschriebene Schädelstück der Saiga-Antilope, *Saiga prisca* Nehring von Obergruppe. Wahrscheinlich ist auch diese dem Interglacial zuzurechnen; doch wäre wegen der Unbestimmtheit der Fundschicht auch ein jungglaciales Alter denkbar.

Die Geschiebe dieses jungglacialen Grandes bieten eine Mischung der Geschiebe aller Jungglacialschichten. Selbst in dieser Mischung lässt sie die nach Oben andauernde Zunahme des Kreidematerials deutlich erkennen, wenngleich diese Zunahme innerhalb des Blattes Graudenz recht schwach ist. Denn 2252 Gramm ausgesiebter Geschiebe über 4 Millimeter aus dem jungglacialen Grande von Stremotzin ergaben

Granite u. s. w.	56,4 pCt.
Silurkalke	38,5 »
Kreidegesteine	2,5 »
Sandstein, Dolomit und Unbestimmtes . . .	2,6 »

Auf dem nordöstlich anstossenden Blatte Roggenhausen wurde diese Zunahme der Kreidegeschiebe näher verfolgt.

Ein Geschiebemergel aus dem Gardenga-Thale bei Roggenhausen, der unserer Schicht i) entsprechen würde, enthielt in 1206 Gramm Geschieben:

---

[1]) Neues Jahrbuch für Mineralogie 1896, I, S. 111—116.

88,1 pCt. Granit u. s. w.,
11,0 » Silurkalk,
0,04 » Kreidegesteine,
0,8 » Sandstein, Dolomit und Unbestimmtes;

dagegen ein Geschiebemergel der untersten Abtheilung des Jungglacials von Roggenhausen in 1032 Gramm Geschieben:

Granite	42,2 pCt.
Silurkalk	48,3 »
Kreidegesteine	4,4 »
Sandstein, Dolomit und Unbestimmtes .	5,1 »

So haben wir bei Graudenz östlich der Weichsel vom ältesten Glacial aufwärts bis zum untersten Geschiebemergel des Jungglacials eine allmähliche Zunahme der Kreidegeschiebe von 0,1 auf 4,4 pCt.

Grösser sind die Unterschiede in seitlicher Richtung: Denn westlich der Weichsel wurde bei Alt-Marsau ein Diluvialgrand i) beobachtet, unter dessen 4 Millimeter übersteigenden Geschieben 14,9 pCt. Kreidegeschiebe gefunden wurden; und auch der jungglaciale Grand von Gruppe westlich der Weichsel ist reich an Kreidegeschieben.

Von den Thalstufen des Blattes Graudenz ist namentlich die unterste sehr breit entwickelt, und reichlich mit Dünen besetzt, welche an ihren Osträndern stellenweise selbst jungalluviale Schichten überdecken. Im Jungalluvium zeigen die eingedeichten Niederungen und die Aussendeiche den gewöhnlichen Aufbau aus Sand, Schlick und Torf. Zwischen den Thaldünen und dem östlichen Thalgehänge erstrecken sich weite Wiesen, die theils mit Torf, theils mit Moormergel erfüllt sind. Letzterer ist reich an Landschnecken der Gattungen *Helix, Pupa, Cionella* und *Succinea,* deren Schalen durchschnittlich $^1/_3$ Gewichtprocent des lufttrockenen Moormergels bilden, wobei allerdings zu berücksichtigen bleibt, dass die Schalen theilweise mit Moormergel erfüllt sind. Der Moormergel liegt stets oberflächlich, hat als Untergrund theils Sand, theils kalkigen Sand oder Wiesenkalk, theils Torf; im letzteren Falle geht er wohl nach unten in Torf mit *Planorbis* und anderen

Süsswasserschalthieren über, sodass die Handbohrung auf volle 2 Meter Tiefe kalkhaltigen Humus nachweisen kann.

Das östlich anstossende Blatt Okonin bildet den von den Thalrändern der Weichsel und Ossa begrenzten Winkel der Diluvialplatte. Oberer Geschiebemergel bedeckt den grössten Theil der Fläche. Etwas ältere Diluvialschichten treten — abgesehen von wenigen und kleinen Durchragungen — an den Gehängen der Thäler und Wasserrisse hervor, ergaben aber in ihrer Gliederung und ihrem sonstigen Verhalten nichts für Westpreussen Neues.

Am Westrande des Blattes, also auf der Höhe des östlichen Weichselgehänges, haben sich Dünen entwickelt, welche theils noch dem Thalsande aufliegen, theils bereits die Höhe erstiegen haben. Sie treten an Masse weit zurück hinter denjenigen, welche ich von den Blättern Roggenhausen und Feste Courbière beschrieben habe, sind aber insofern von Interesse, als ihr Auftreten an dieser Stelle das Gesetzmässige ihrer Verbreitung bestätigt. Die Einsenkungen der Geschiebemergelplatte sind theils mit Wasser, theils mit Torf erfüllt; letzterer liegt vielfach auf Wiesenkalk.

Das östlich anstossende Blatt Linowo bildet die Fortsetzung derselben zumeist von Oberem Geschiebemergel bedeckten Seenplatte, wird aber in seiner ganzen SO.—NW.-Diagonale tief durchfurcht von den Thälern der Ossa und Lutrine, wozu noch ein todtes 6 Kilometer langes Thal kommt, welches einem ehemaligen Ossalaufe seine Auswaschung verdankt, und jetzt nur in seinem untersten Theile von der Lazienka durchrieselt wird. An den Gehängen dieser Thäler tritt überall Unteres Diluvium hervor, dessen Kartirung zwar recht mühsam war, aber wenig besonders Bemerkenswerthes ergab.

In einem Wasserrisse nördlich Vorwerk Prenzlawitz, nahe westlich des nach Bogdanken führenden Fusspfades, wurde Diluvialsandstein beobachtet. Derselbe bildet hier eine 1 Meter mächtige Schicht inmitten mächtigen, wahrscheinlich interglacialen Spathsandes, der von Thonmergel bedeckt wird, welcher unter Geschiebemergel liegt.

Die Gesammtgliederung geht am besten aus dem Profil einer auf der Haltestelle Lindenau ausgeführten Brunnenbohrung hervor. Diese traf:

1	Meter	gelben Geschiebemergel	11 Meter Geschiebemergel,
9	»	grauen »	
1	»	» thonigen Geschiebemergel	
4	»	feinsandigen Thonmergel	8 Meter Thonmergel,
1	»	fetten Thonmergel mit einzelnen, bis 3 Millimeter grossen Sandkörnern	
1	»	fetten Thonmergel	
2	»	grauen »	
7	»	grauen thonigen Geschiebemergel	22 Meter Geschiebemergel.
5	»	feinsandigen Mergel, anscheinend ohne Geschiebe	
10	»	grauen Geschiebemergel	

Im Ganzen mithin 41 Meter typische Diluvialschichten über 20 Meter geschiebefreiem, kalkfreiem Sand ohne Feldspathkörner; wahrscheinlich ist derselbe Braunkohlensand, also Tertiär, vielleicht indess interglacial entkalkter Diluvialsand, zumal letzterer an den Gehängen des Ossathales zu Tage tritt, und auch auf Blatt Okonin Süsswasser-Interglacial erbohrt ist.

Unmittelbar unterhalb der Mündung der Lutrine am linken Ufer der Ossa bei Abbau Schwetz beobachtet man in der von Wasser angenagten Thalstufe folgendes Profil:

0,6	Meter	schwach humose Sand-Abschlemmmassen,
0,4	»	kalkfreien, schwach-thonigen Feinsand,
0,02	»	Kalk,
0,4	»	kalkfreien, schwach-thonigen Feinsand,
0,6	»	kalkhaltigen, ziemlich feinen Sand, unten mit einer starken Lage rostigen feinen Grandes,
0,3	»	Fayencemergel,
2,1	»	feinen Sand von normalem Kalkgehalt,
2,0	»	desgl. mittelkörnig.

Wir haben also unter den Abschlämmmassen eine 5,8 Meter mächtige Schichtengruppe, in welcher kalkfreie Bänke zwischen

kalkhaltigen liegen. Wahrscheinlich haben diese ein interglaciales Alter, wenngleich ein sicherer Beweis dafür hier nicht gefunden wurde.

Blatt Nickelswalde bietet lehrreiche Aufschlüsse für die allgemeine Geologie. Am Küstenrande des Weichseldeltas gelegen, bezeichnet es etwa die Mitte dieses Randes und wird oberflächlich ausschliesslich aus alluvialen Bildungen zusammengesetzt; dem verlandeten Theile der frischen Nehrung und den Anschwemmungen der Weichsel, welche sich hinter dieser und in deren Schutze abgelagert haben. Letztere bestehen — abgesehen von den Uebersandungen einzelner Deichbrüche — aus Schlick, dessen oberste Schicht stellenweise bis über 2 Meter Mächtigkeit erlangt, zumeist aber schon in geringerer Tiefe auf Sand, seltener auf Torf liegt. Der Hauptlauf der Weichsel, welcher von 1371 — 1840 nördlich von Danzig bei Weichselmünde bezw. Neufahrwasser, und seit 1840 bei Neufähr östlich von Danzig in die Ostsee mündete, ist seit 1895 durch einen Durchstich, welcher die Mitte unseres Blattes durchschneidet, um weitere 10 Kilometer — gegenüber seinem Zustande vor 1840 also um 25 Kilometer gekürzt. Durch die hierbei ausgeführten Erdarbeiten, und durch eine Anzahl von Bohrungen konnte Verf. feststellen, dass sich ein mit *Cardium edule, Tellina baltica, Mytilus edulis* und *Hydrobia baltica* erfüllter Meeressand unter dem Dünenwalle der frischen Nehrung vorfindet und weit nach S. fortsetzt. Jedermann kennt von der Schule her den leicht geschwungenen Bogen der frischen Nehrung, welche wie ein einheitliches Gebilde erscheint, das sich von Danzig bis Pillau gleichmässig fortzieht, nur unterbrochen durch einzelne frühere Tiefe, welche nach einem Bestande von wenigen Jahrhunderten wieder von Dünensand überweht worden sind. Wenn nun diese Düne auf Meeressand liegt, welcher sich unterirdisch noch weit südlich des heutigen Dünenkammes verfolgen lässt, so folgt daraus, dass die Dünen hier nach N. verschoben sind. Das Meer ist also hier in alluvialer Zeit, trotz der allgemeinen Senkung des Landes, um mehrere Kilometer zurückgedrängt, das Land entsprechend vergrössert, die jetzt so einheitlich erscheinende Nehrung aus Stücken verschiedenen Alters

zusammengesetzt, und die Reste der älteren Stranddünen sind von den Hochfluthen der Weichsel eingeebnet und in ihren tieferen Lagen von Schlick überdeckt, in ihren höheren Lagen als eingeebnete Sandfläche erhalten, welche auf der älteren Karte (ebenso wie auf der Carte geologique de l'Europe) als Haidesand verzeichnet, aber jungalluvialen Alters ist. Dieser eingeebnete Dünensand begleitet den Südfuss der Nehrungsdüne, tritt aber auch im Innern des Deltas in mehrere Kilometer langen, schmalen Rücken, die meist mit den ältesten Dörfern besetzt sind, bis nahe an die ebene Oberfläche der Niederung.

Auch auf Blatt Nickelswalde ist, wie anderwärts, die der See abgewendete (Süd-) Seite des hier bis 34 Meter hohen Dünenkammes als Sturzdüne gestaltet. Die Steilheit dieses Abfalles ist aber vorzugsweise durch Abwaschung des Dünenfusses herbeigeführt worden.

Bemerkenswerth ist, dass die unter der Düne durchstreichenden Meeresschichten von alluvialen Süsswasserschichten unterteuft werden, welche hier, wenige Kilometer vom heutigen Meeresstrande entfernt, bis mindestens 5 Meter unter den Meeresspiegel hinabreichen.

Unter dem Alluvium ist ganz allgemein Diluvium in etwa 50—80 Meter Mächtigkeit verbreitet, welches sich gegenüber dem Diluvium der Höhe durch Armuth an grösseren Geschieben auszeichnet. Diese, fast überall im Weichseldelta nachweisbare Erscheinung dürfte, im Verein mit der geringen Mächtigkeit des Diluviums, darauf hindeuten, dass während eines Theiles der Eiszeit die jetzt vom Weichseldelta ausgefüllte Vertiefung die sogenannte »Centrale Depression« einer gewaltigen Gletscherzunge bildete, namentlich zu jener Zeit, wo das Schmelzwasser im heutigen Weichselthale südwärts nach Bromberg floss, um dort in den grossen Ost-Weststrom des Thorn-Eberswalder Hauptthales zu münden.

Durch zahlreiche artesische Brunnen von 86—109 Meter Tiefe sind auch vordiluviale Schichten bekannt geworden.

Miocän muss wohl früher allgemein verbreitet gewesen sein,

ist aber durch Auswaschung zumeist zerstört und nur an einem Punkte (Einlage) als 12 Meter mächtiger Rest erhalten.

Es besteht dort aus

10 Meter feinem Quarzsand über
2 » gröberem Quarzsand mit einem Lettenbänkchen.

Oligocän ist gleichfalls in etwa der Hälfte der Fläche zerstört, da es zwar in 4 Bohrprofilen getroffen wurde, in 5 anderen aber fehlt. Es wird bis 12 Meter mächtig und besteht aus kalkfreiem, zumeist höchst glaukonitreichem Grünsand.

Kreideformation ist allgemein verbreitet, und wird theils vom Oligocän bedeckt, theils, wo die Abwaschung dieses gänzlich zerstört hat, unmittelbar vom Diluvium. Ihre Schichten lagern, wie die des Tertiärs, nahezu horizontal. Als Gliederung ergab sich:

20 Meter Grünsandmergel über
15 » weisser Kreide mit eingesprengten Glaukonitkörnchen und mit Knollen harter Kreide über
3 » grauem Kreidemergel über
1 » grauem, sandigem, glaukonitreichem Kreidemergel.

Sa. 39 Meter.

Aus den nur wenige Centimeter weiten Bohrungen konnten natürlich, abgesehen von den kleinen, auch hier nicht fehlenden Foraminiferen, nur ausnahmsweise Versteinerungen zu Tage kommen. Indess ergab der über der weissen Kreide liegende Grünsandmergel bei Schönrohr Bruchstückchen von Belemniten und Zweischalern (*Pecten?*), sowie einen kleinen Echinidenstachel, welche zwar keine specifischen Bestimmungen gestatten, aber zu der nach der Gesteinsbeschaffenheit zu ziehenden Parallele mit der Mucronatenkreide Marienburgs recht wohl stimmen. Da letztere der Mucronatenkreide Königsbergs entspricht, muss hervorgehoben werden, dass die in den Grünsandmergeln eingelagerte Kalkbank auf Blatt Nickelswalde 15 Meter Mächtigkeit erreicht, mithin viel mehr als in Königsberg, sodass eine langsame Annäherung an die reinkalkige Facies des westlichen Ostseegebietes nicht zu verkennen ist.

Mit den Blättern Schwetz und Sartowitz wurde ein neuer,

bis zur südlichen Grenze der 33. Gradabtheilung reichender Streifen von 2 Messtischbreiten begonnen. Genannte 2 Blätter umfassen die Mündung des Schwarzwassers und das Weichselufer abwärts bis zur Grenze des Blattes Graudenz, ein geologisch reich gegliedertes Gebiet. Bereits früher habe ich einige Tertiär-Aufschlüsse dieses Gebietes geschildert [1]). Betreffs des von mir beschriebenen [2]) Profils der Schwetzer Provinzial-Irrenanstalt, in welchem

32 Meter Diluvium über
62 » Posener Braunkohlenbildung über
31 » Thorner Thon über
15,25 » Kreideformation erbohrt war, konnte festgestellt werden, dass dasselbe auf einer nur 125 Fuss hohen Thalstufe angesetzt ist, dicht neben welcher die Diluvialplatte 44 Meter höher aufragt. Die gesammte Mächtigkeit des Diluviums berechnet sich also für Schwetz zu 76 Meter und die damals aufgezählten Diluvialschichten entsprechen nur dem untersten Theile des Diluvialprofils. Der bisher nicht beschriebene obere Theil enthält noch 2 Geschiebemergel, 2 mächtige und weit verbreitete Thonmergelbänke und mächtigen Spathsand, in welchem Diluvialsandstein auftritt. Obwohl der grössere Theil beider Blätter hoch über das Jungalluvium der Thalsohlen aufragt, ist er doch zum grösseren Theile Thalstufen-Land. Die älteste dieser Stufen tritt mit 230 bis 256 Fuss hart an die Weichsel heran, zu deren etwa 60 Fuss hohem Alluvium sie in einem 53 Meter hohen Steilgehänge abstürzt. Der Sand dieser höchsten, wie der mittleren und niederen Thalstufen liegt theils auf Unterem Diluvialsand, theils auf diluvialem Thonmergel, und die oberste Geschiebemergelbank ist nur in den höchsten Theilen des Gebietes erhalten. Zwischen Schwetz und Ober-Sartowitz wird ein solcher von der Weichsel angenagt. Hier ist das 65 Meter hohe Gehänge so steil, dass stellenweise Bergstürze eingetreten sind, deren bedeutendster, beim Dorfe

[1]) Jentzsch, das Profil der Eisenbahn Konitz Tuchel-Laskowitz. Dieses Jahrbuch für 1883, S. 550—593.

[2]) Jentzsch, Neue Gesteinsaufschlüsse in Ost- und Westpreussen. Dieses Jahrbuch für 1896, S. 90—94.

Jungen gelegen, mehrere menschliche Wohnungen und kleine Ackerflächen trägt.

Die Begehung der Haffuferbahn Elbing-Braunsberg galt in erster Linie etwaigen neuen Aufschlüssen des von mir 1876 entdeckten altglacialen Yoldia-Thones. Obwohl die Bahnlinie selbst diesen nicht anschnitt, gestatteten doch die seit meinen letzten Untersuchungen wieder vermehrten und vergrösserten Haffziegeleien einige Beobachtungen, welche auf die in ungemein gestörter Lagerung befindliche Schichtenreihe einiges Licht warfen. Bereits früher hatte ich Süsswasser- und Meeresbildungen unterschieden, und letztere mussten, nach den Ausführungen O. TORELL's in eine Yoldia-Stufe und Cyprina-Stufe gegliedert werden, obwohl gewöhnlich beide genannte Muscheln im selben Handstück neben einander liegen. Zweifelhaft blieben die gegenseitigen Altersverhältnisse dieser 3 Stufen. Nunmehr ergiebt sich — wie schon bisher vermuthet — die Süsswasserstufe als die älteste. Es sind 15—20 Meter mächtige, meist ziemlich feine Sande, die zwar hin und wieder dünne Lamellen von Kohlen enthalten und fast kalkfrei sind, aber doch auch einzelne Bänkchen von Mergelsand umschliessen, somit als diluvial und als Vorläufer der ältesten Vergletscherung aufzufassen sind, obwohl sie petrographisch grosse Aehnlichkeit mit gewissen Braunkohlensanden haben. Darauf legt sich eine dünne Bank von Geschiebemergel, welche im entscheidenden Aufschluss zwar nur 0,3 Meter mächtig ist und nur bis Hühnerei grosse Geschiebe enthält, anderwärts aber etwas mächtiger wird und grössere Geschiebe führt. Darüber folgt 0,5—0,6 Meter geschichteter Sand mit Kohlenlamellen, und darüber das Hauptthonlager, welches in allen Theilen kalkhaltig und etwa 25 Meter mächtig ist. Der unterste Theil des Thones ist fossilleer; darauf folgen 8—10 Meter mit *Yoldia* erfüllt, also der wahre Elbinger Yoldiathon, in welchem oft (aber nicht immer) beide Klappen der Yoldia beisammen liegen. Darüber folgt Thon mit *Cyprina* und einzelnen (muthmaasslich umgelagerten) Yoldien. Die obersten 10 Meter der Thonmasse sind muschelleer, aber reich an Blaueisenerde, welche stets auf zersetzte Organismen deutet.

Hiernach werden der Elbinger Yoldia- und Cyprina-Thon,

deren Aufschlüsse sich von Steinort bis zu der neuen Kaiserlichen Besitzung Cadinen hinziehen, nunmehr dem ältesten Interglacial zugetheilt.

Im zweiten Interglacial (der Neudecker Cardiumbank entsprechend) wurde am Haffufer bei Tolkemit eine Cardiumbank unmittelbar über Diatomeenmergel mit Süsswasserschnecken angetroffen, d. h. genau die von Vogelsang bei Elbing vor 20 Jahren von mir beschriebene Schichtenfolge. Dieser Punkt liegt 18 Kilometer von Vogelsang entfernt.

Tertiär wurde von der Bahn zwischen Rodelshöfen und Braunsberg angeschnitten. Dies bedeutet an sich nichts Neues, da gerade dort eines der am längsten bekannten Braunkohlengebiete Ostpreussens liegt. Die zahlreichen in letzterem angesetzten Bohrungen hatten aber so vielfache Störungen und Ueberschiebungen des Tertiärs ergeben, dass sie für eine Gliederung des Tertiärs kaum verwendbar schienen. Nunmehr ist durch den Eisenbahneinschnitt, in Verbindung mit einer Thongrube, das Tertiär auf 560 Meter Länge (mit kurzen Unterbrechungen) aufgedeckt; und da kaum 100 Meter seitwärts der Eisenbahnstrecke die Tiefbohrungen der Kaserne und des Landgestüts Braunsberg stehen, lassen sich diese nunmehr zu Uebersichtsprofilen verbinden. Das Schichtenstreichen wurde an 5 Stellen bestimmt zu

N 70° O
N 63° O
N 42° O
N 25° O und
N 18° O

im Mittel N 44° O, und das Fallen auf den beiden Flanken der Sättel zu 0—40° nach NW. bezw. SO.

Das Alluvium bot ein paläontologisches Interesse insofern, als die Uferwälle des Frischen Haffes zwar in ihrem hangendsten Theile reich an *Dreissensia polymorpha* waren, in ihren tieferen Schichten aber diese Muschel nicht erkennen liessen. Dies bestätigt also die weitverbreitete Angabe, dass diese Muschel, welche jetzt in Milliarden das Haff erfüllt, wohl erst Ende des vorigen Jahrhunderts ihre jetzige Häufigkeit erlangt hat, wenngleich sie

vereinzelt auch in etwas älteren Schichten des Jungalluviums der Provinz Ostpreussen gefunden wird.

Endlich wurde die im Auftrage des Herrn Kriegsministers bereits im Vorjahre begonnene Zusammenstellung aller über den tieferen Untergrund der Stadt und Umgegend Königsberg vorliegenden Bohrergebnisse, hauptsächlich nach den Materialien des Ostpreussischen Provinzialmuseums abgeschlossen — eine sehr umfangreiche Arbeit, welche im Zusammenhange veröffentlicht werden soll. Von allgemeinerem Interesse dürfte u. A. der Nachweis sein, dass die Kreideschichten Königsbergs in sehr flachen Mulden und Sätteln lagern, deren Hauptstreichen genau parallel demjenigen der samländischen Tertiärmulden verläuft. Es gelang, sowohl im Diluvium, wie im Oligocän und in der Kreide wasserreiche Horizonte nachzuweisen und für jeden derselben denjenigen Bezirk zu bezeichnen, in welchem er vorkommt oder besonders wasserreich ist.

H. Gruner: Mittheilung über einige Ergebnisse meiner Aufnahmen im Westpreussischen Arbeitsgebiete.

1. Das Asphaltsteinlager zu Dlugimost, Kreis Strasburg in Westpreussen betreffend.

Die stark buntschillernden Sumpfwasser in der Branitza-Niederung ca. 1500 Meter westlich vom Gute Dlugimost im Verein mit den dicht dabei und auch auf der nahen Hochfläche an 2 Stellen im Sande vorkommenden grossen Blöcke eines ausserordentlich harten, tiefschwarz gefärbten, stark nach Theer bezw. Asphalt riechenden Gesteins, liessen den betreffenden Eigenthümer in nicht grosser Tiefe Petroleumlager vermuthen und beantragte er daher eine Untersuchung des eigenartigen Vorkommens, womit Verf. ds. betraut wurde.

Die gesammte Hochfläche wird von sehr mächtigem Unterem Diluvialsand gebildet, welcher aber grösstentheils 3—5 Decimeter stark von Oberem Geschiebesand überlagert wird. In 0,3—0,7 Meter Tiefe schliessen die genannten Sande nesterweise Ortstein-Ablagerungen ein, welche an 2 Stellen von Bitumen (Asphalt) durch-

zogen werden und in einen tiefschwarz gefärbten, sehr harten, bis 0,5 Meter starken Asphaltsandstein übergehen. In der Regel bildet das Gestein grosse Klumpen, zeigt homogene Beschaffenheit, seltener schlackenähnliches oder lavaartiges Ansehen; sein Liegendes besteht in Unterem Diluvialsand und liess sich an keiner Stelle eine Imprägnirung mit Asphalt nach der Tiefe hin constatiren, weshalb eine Infiltration nur von oben her stattgefunden haben kann. Die am Fusse der nahen Gehänge vorkommenden, zum Theil in nassem, humosem Boden lagernden Blöcke gleicher Beschaffenheit wurden offenbar in früherer Zeit dahin gerollt, um den Acker davon zu befreien. Die buntschillernden Sumpfwasser der Branitza-Niederung stehen aber weder mit Erdölquellen noch mit dem Asphaltstein im Zusammenhange und wird dieser Farbenwechsel durch humussaures (quellsaures) Eisenoxydul bedingt, das unausgesetzt einer Oxydation und Neubildung unterliegt.

Den Anlass zur Bildung dieses Asphaltsteins hat demnach nur ein an dieser Stelle in früherer Zeit thätig gewesener Theerofen gegeben, wie sich solche noch jetzt in manchen Forsten mit harzreichem Holze finden. So werden z. B. die im »Goldmoor« bei Tillowitz O./S. massenhaft auftretenden harzreichen Kiefernstämme in einfachen Feldöfen zur Herstellung von Wagenschmiere geschweelt und dabei als Nebenproducte Theer und Asphalt gewonnen.

2. Das Braunkohlen-Vorkommen bei Strasburg in Westpreussen betreffend.

Seit etwa 15 Jahren wurden in der Umgebung von Strasburg vielfach bei Brunnenanlagen erdige Braunkohlen, Braunkohlenholz, braunkohlenhaltige Sande und Thone angetroffen, in Folge dessen sich ein Consortium von Herrn Obersteiger Fuchs in Palmnicken ein Gutachten bezüglich der muthmaasslichen Verbreitung der Braunkohlen erstatten liess, welches dahin lautete: dass das Lager sich von der Drewenz an unter dem Vorlande bis an den zurückstehenden Höhenzug unter die Ländereien der Ortschaft Komini, des Rittergutes Wapno, der Stadtvorwerke Borgwinkel,

Willamowo, Kronfeld und der dazwischen liegenden Parzellen erstrecke und ein Areal von 350—400 Hektaren umfasse. Daraufhin trat das Consortium mit dem Bohrtechniker Hansen in Flensburg in Verbindung, welcher in dem Zeitraum von 2—3 Jahren auf vielen Gütern Bohrungen auf Braunkohle ausführte, von denen die Mehrzahl angeblich fündig waren und zum Theil vortreffliche Braunkohle, ja selbst in einigen Fällen Steinkohle geliefert haben sollen. Bei der Kostspieligkeit der Tiefbohrungen verfolgte man aber die Angelegenheit nicht weiter und hauptsächlich aus dem Grunde, weil die Kohlen zu nahe an der russischen Grenze lagerten.

Gelegentlich der geologischen Aufnahme des benachbarten Blattes Gollub wurde aber bei den betreffenden Interessenten von neuem der Wunsch rege, Klarheit darüber zu erlangen, welche Aussichten sich für einen rentablen Braunkohlenbergbau bei Strasburg eröffnen und hatte Verf. ds. die diesbezüglichen Untersuchungen vorzunehmen. Hierbei sei gleich vorausgeschickt, dass von den früheren Tiefbohrungen weder Bohrproben noch Bohrregister vorlagen und die Untersuchungen sich demnach nur auf die vorhandenen Grubenaufschlüsse in den Ziegeleien erstrecken konnten.

Das fragliche Gebiet, in welchem Braunkohlen zum Vorschein kommen, liegt südlich und westlich der Stadt Strasburg zu beiden Seiten der Drewenz. Linksseitig des genannten Flusses ist die Oberfläche nur flachhügelig und dacht sich allmählich nach der Flussniederung hin ab, rechtsseitig hingegen ist das Terrain stärker coupirt und bildet nach der Drewenz hin steilere Gehänge.

Zwischen Strasburg, Willamowo, Kronfeld und Wapno verbreitet sich oberflächlich — wenige Stellen ausgenommen — nur der Obere Geschiebesand, westlich der Stadt aber der Obere Geschiebemergel. In der Umgebung von Willamowo folgt in der Regel nach 0,5—2,0 Meter mächtigem Geschiebesand ca. 2 Meter stark der Untere Sand oder Grand, danach miocäner Tertiärthon, welcher stellenweise ein 0,3—0,7 Meter mächtiges Braunkohlenflötz führt.

Den besten Aufschluss gewährt in dieser Hinsicht die etwa 100 Schritte im Geviert grosse, etwa 5 Meter tiefe Thongrube

südlich der Majewski'schen Ziegelei. Als Durchschnittsprofil kann hier gelten:

0,2—0,5	Meter	Geschiebesand.
2,0—5,0	»	Unterer Diluvialsand.
0,2	»	Geschiebeschicht.
		Miocäner Tertiärthon.

Der Thon ist völlig ungeschichtet, sehr fett, entweder grau oder violetgrau und schwarz gefärbt; in den oberen Partien führt er nesterweise faust- bis kopfgrosse Thoneisensteine, zuweilen auch Kalkgeschiebe und schliesst nicht selten kleine Gypskrystalle, Gyps- oder Aluminitknauern ein. Die obere etwa 0,5 Meter starke Thonschicht ist durch Infiltration gewöhnlich mergelig oder kalkig und finden sich darin Gyps und Calciumcarbonat eng vergesellschaftet[1]). Den mittleren Theil der Thongrube durchquert ein etwa 0,7 Meter mächtiges Braunkohlenflötz, das nach Norden einfällt und von West nach Ost streicht. Die Kohle ist compact, leicht prismatisch, führt Braunkohlenholz, Eisenkies, Eisenvitriol und thonige Theile. Durch Oxydation des Eisenkieses entstehen oft in der Thongrube und auf der Halde Selbstentzündungen der Braunkohle, die hierbei einen nicht unerheblichen Aschenrückstand hinterlässt.

Das Einfallen des Braunkohlenflötzes nach Norden lässt schliessen, dass die Mächtigkeit desselben nach der Drewenz hin sich vergrössert und der Gegenflügel des Flötzes jenseits der Drewenz gesucht werden muss. Ob nun in der Tiefe noch bessere und stärkere Kohlenflötze folgen, steht zu bezweifeln, da in der genannten Thongrube bereits vor 13 Jahren Herr Majewski durch den Bohrunternehmer Hansen eine Tiefbohrung bis zu 130 Meter (?) ausführen liess, jedoch mit negativem Erfolge. Da nun dieser Thon unter dem Unteren Diluvialsande in dem fraglichen Gebiete überall anstehend getroffen wurde und die Mächtigkeit des Flam-

[1]) Die für den Posener Flammenthon charakteristische Sprenkelung von rothen Flammen auf gelblichem Grunde fehlt diesem Thone und zeigt er nur die eben erwähnten 3 verschiedenen Färbungen, ebenso mangeln ihm die an anderen Fundpunkten oft beobachteten Einlagerungen von weiss- oder gelbgefärbten Sanden.

menthons — wenngleich diese auch grossem Wechsel unterliegt — im Mittel doch zu 45 Meter angenommen werden kann, auch bisher in oder unter diesem Thone kein erheblich mehr als 3 Meter mächtiges Braunkohlenflötz erschlossen wurde, so dürften diese Verhältnisse auch für die Strasburger Umgebung maassgebend sein; die angebliche Erbohrung von Steinkohlen beruht entweder auf Irrthum oder Täuschung.

Einen weiteren Aufschluss gewährt die Thongrube des Ziegeleibesitzers Siewert. Auch hier folgt nach 0,5—2,0 Meter mächtigem Geschiebesand ca. 2 Meter starker Unterer Sand oder -Grand, welche den Tertiärthon discordant überlagern; in letzterem finden sich Nester von Kohlenthon und erdige Braunkohle. Eine auf der Sohle der Thongrube bis auf 30 Meter Tiefe niedergebrachte Bohrung liess keinen Wechsel in der Beschaffenheit des Thons wahrnehmen.

Gleiche Verhältnisse zeigen sich in der Thongrube des Ziegeleibesitzers Kieselbach (früher Seifert), nur mit der Abweichung, dass der Thon bei etwa 4 Meter Tiefe in feuchtem Zustande eine intensiv blaue Farbe (herrührend von beigemengter Blaueisenerde) annimmt. Bei 20 Meter Tiefe kam hier beim Abteufen eines Brunnens Braunkohle zum Vorschein, die angeblich mehr als 3 Meter Mächtigkeit besass. Es ist diejenige Stelle, an welcher zuerst von dem früheren Ziegeleibesitzer Seifert Braunkohle aufgefunden wurde.

Um Wasser zu erlangen, fanden in dem unweit davon gelegenen Obstgarten, sowie im Gehöft selbst noch zwei weitere Bohrungen statt, die ungefähr in der gleichen Tiefe (20 Meter) auf Braunkohle fündig waren, aber von der eine Bohrung solche von 10 Meter (?) Mächtigkeit erschlossen haben sollte.

Die in der Nachbarschaft bei dem Käthner Treichel im Jahre 1889 angelegten Brunnenschächte ergaben nur in einem Falle in 2 Meter Tiefe Kohlensand, der aber in 4 Meter Tiefe eine derartige Festigkeit erlangte, dass von weiterer Ausschachtung Abstand genommen wurde. Die »feste, schwarze Masse« soll mit blauer Flamme gebrannt haben.

Einen weiteren Brunnen liess zu damaliger Zeit Herr Schilakowski in Borgwinkel unweit vorerwähnter Ziegelei anlegen, in welchem nach 6 Meter mächtigem Oberen Sand und Unteren Grand ebenfalls Kohle zum Vorschein kam, die aber mehr dem Torfe glich und auf »heisser eiserner Platte geworfen, verglimmte.«

Braunkohlen traf ferner Herr Brunnentechniker SCHUSTER aus Graudenz an derjenigen Stelle, an welcher jetzt die Infanteriekaserne in Strasburg steht und ebenso fand sie sich im Jahre 1887 bei Abteufung des Brunnens im Hofe des Militärlazareths. Da nun auch in weiterer Umgebung in Strasburg — wie z. B. bei Herrn Rittmeister Weissärmel auf Wilhelmsdank an der russischen Grenze, auf mehreren Gütern bei Wapno und jenseits der Drewenz — Bohrungen auf Braunkohle fündig waren, so kann ihre Verbreitung über ein grosses Areal nicht bestritten werden, aber die Kohle lagert zu tief, ist zu geringmächtig und besonders von zu grossem Aschengehalt.

3. Die Aufnahme der Blätter Gollub und Schewen (Szewo) betreffend.

Der Boden des Blattes Gollub weicht nicht wesentlich von demjenigen des westlich angrenzenden Blattes Schönsee ab und besteht, wie dieser, in der Hauptsache aus diluvialen und alluvialen Gebilden; von den ersteren überwiegt der Obere Diluvialmergel, welcher, mit Ausnahme der zum Königl. Forst Gollub gehörigen Waldcomplexe, sowie dem SW. von Galczewo gelegenen hügeligen Terrain, fast den gesammten Boden der Hochfläche zusammensetzt. Bei einer Mächtigkeit von oft nur 1,5 Meter bedeckt er Hügel sowie Einsenkungen und zieht sich in gleicher Stärke tief die Gehänge hinab.

Einen guten Anhalt zur Beurtheilung der Lagerungsverhältnisse im Diluvium bieten die zwischen dem Mühlengut Lissewo — an der Gollub-Strasburger Chaussee — in SW.-Richtung über den Kartenrand hinaus sich erstreckenden Steilgehänge mit den zahlreichen, tief ausgewaschenen, bisweilen über 1,5 Kilometer langen Hohlwegen und Schluchten. Ihre Begehung lässt deutlich den grossen Wechsel in der Mächtigkeit und Aufeinanderfolge

der Diluvialschichten in horizontaler und vertikaler Richtung erkennen. Im grossen Ganzen bildet zwar das Liegende des Oberen Diluvialmergels der Untere Sand, aber in einer Stärke von oft nur wenigen Decimetern; nicht selten fehlt er auch ganz und bilden die thonigen Glieder der Unteren Diluviums unmittelbar das Liegende; es wechseln hier röthliche, graue und grauschwarz gefärbte Untere Mergel, Mergelsande, auch solche im Uebergange zu gelbem, magerem Thon, sowie rothe, fette Thone, nach dem Liegenden in Thonmergel übergehend, mit einander ab.

Einen schönen Aufschluss von grauem und in feuchtem Zustande fast schwarz gefärbtem Unteren Diluvialmergel — in der Tiefe in Thonmergel (Kohlenmergel) übergehend — gewährt die grosse sog. Lehmgrube am Steilgehänge nahe der Chaussee am Ostende der Stadt Gollub, fast schwarzer Thonmergel kam beim Grundgraben zur neuen Molkerei in Gollub zum Vorschein.

Der NO. von der Oberförsterei Gollub verbreitete Thon besitzt selten eine grössere Mächtigkeit als 2 Meter, an den Gehängen nur 5—7 Decimeter; im Laubholz des Jagens 119 daselbst folgt darunter nesterweise 3—10 Decimeter starker Kalk und lässt sich dieser auch längs des ganzen Hanges verfolgen. Der durch Maulwürfe daselbst und auf der angrenzenden Wiese an die Oberfläche gebrachte Kalk ist daher diluvialer Natur, wie dies mehrere Aufschlüsse in dem genannten Jagen beweisen.

Miocäner Tertiärthon, d. h. 1—2 Decimeter mächtige Bänke von weissem oder gelblichweissem und blauschwarzem Thon mit nachfolgendem ca. 8 Meter starkem hellgrau gefärbtem Thon — wie durch Bohrungen ermittelt wurde —, im Hangenden mit 1—4 Meter mächtigem weissem Quarzsand, findet sich in der zu Gollub gehörigen, 1,8 Kilometer SW. davon entfernten, unmittelbar an der Drewenz gelegenen Thongrube. Im Liegenden folgen mergelige Thone bezw. blaue Mergel mit Kalkknauern.

Stark roth geflammter Thon (typischen sogenannten Posener Flammenthon) nebst bläulich oder violetgrauem Tertiärthon ist bei der Ziegelei Ellerbruch am SW.-Rande des Blattes aufgeschlossen, von wo aus Handbohrungen ihn am NO.-Gehänge noch mehrfach antrafen. Zwei weitere Tertiäraufschlüsse kommen ferner am

Mühlenteich bei der zu Lissewo gehörigen Mühle, ferner am Abhange östlich und westlich hiervon vor, woselbst blaugraue miocäne Thone in Verknüpfung mit Quarzsanden in diluvialen Mergelsanden Aufpressung erlitten. Im Königl. Forst Golau bildet ferner der Flammenthon einen grossen Theil des zu der Königl. Oberförsterei gehörigen Dienstlandes.

Bei weitem grössere Verbreitung als auf Blatt Gollub gewinnt der Tertiärthon auf Section Schewen, denn er tritt nicht nur in der zu dem Gute Schewen gehörigen Thongrube unter Unterem Diluvialsande hervor und bildet an den anstossenden und gegenüberliegenden Gehängen die Oberfläche, sondern bildet in den Jagen 68, 56, 55b, 25, 26, sowie Theilen von 11, 12, 13, 14, 43, 44 unmittelbar den Oberboden oder ist nur von etwa 0,5 Meter starkem thonigen Sand oder Oberem Diluvialsand, theilweise auch nur mit Geschieben bedeckt. Gelblichgrauer oder gelbgefleckter fetter Diluvialthon bis in ca. 1,3 Meter Tiefe stark kalkhaltig und mit Kalkknauern stark durchsetzt — ähnlich dem Tertiärthon bei Knoche's Ziegelei zu Stendal — bildet das beispiellos strenge Dienstland der Oberförsterei Leszno (Drewenzwald) und der Försterei Strembaczno und wären diese Flächen kaum zu beackern, wenn sich nicht am Westufer des Okonin-Sees ausgezeichnet schöner und genügend mächtig entwickelter Wiesenkalk zu ihrer Verbesserung fände. Da nun auch am Rande des vorgenannten Sees, an den Gehängen bei Elgisczewo, an zahlreichen Quellen, sowie in vielen Wiesen der Tertiärthon im Untergrunde schon mit dem Handbohrer nachgewiesen werden konnte, so dürfte seine Verbreitung in dem gesammten Königl. Forst Strembaczno (Drewenzwald) in einer Tiefe von höchstens 4 Meter ausser Zweifel stehen.

Gleichwie im Jagen 119 des Königl. Forstes Gollub begegnet man auch im Bereiche des Blattes Schewen unter dem rothen Thon Kalklagern. Zahlreiche solcher Kalknester finden sich beispielsweise an den Gehängen 0,4 Kilometer südöstlich von dem Forsthaus Kaempe (Jagen 16, 17) und 1,1 Kilometer südöstlich hiervon am Steilabfall bei der Drewenz am Gestell zwischen Jagen 14 und 15. An zuerst genannten Punkten folgt nach 5—7 Decimeter

Thon der Kalk in einer Stärke von 2 Decimeter, darunter Unterer Sand. Der Steilabsturz an der Drewenz ergiebt das Profil:

dh	0,5	Meter	
dk	0,5	»	
ds	0,3	»	(stark eisenschüssig)
dh	0,7	»	(mergelig)
ds	3	»	
dh.			

Zu erwähnen wären ferner noch die ausgedehnten Wiesenkalklager am Rande des Laubgehölzes 2 Kilometer nordöstlich von Schewen und in dem Gehölz selbst ansehnliche Raseneisensteinlager.

O. Zeise: Bericht über die Ergebnisse der Aufnahme des Blattes Danzig.

Das Blatt Danzig wurde in der Kartirung fertig gestellt und damit die dem Berichterstatter übertragene Aufnahme der näheren Umgebung Danzigs, der Blätter Oliva, Danzig und Weichselmünde zu Ende geführt.

Der auf dem Blatte Danzig dargestellte Geländeabschnitt gehört zum weitaus grössten Theile der Hochfläche, zum anderen Theile der Weichselniederung an; zwischen die Weichselniederung und die Hochfläche schiebt sich noch eine, auf der nördlichen Hälfte des Blattes sich bedeutend verbreiternde, diluviale Thalstufe ein.

Die durch mehr oder weniger breite und tiefe Thäler und von diesen ausstrahlenden Seitenthälchen und Erosionsschluchten ausserordentlich reich gegliederte und zerschnittene Hochfläche des Blattes Oliva setzt in derselben Ausbildung auf das Blatt Danzig über und verbreitet sich etwa über die ganze nördliche Hälfte desselben mit Ausnahme eines Streifens am Westrande, der schon mehr den Charakter einer geschlossenen Hochfläche trägt. Daran schliesst sich auf der Südhälfte, besonders im Südwestviertel des Blattes, typische abflusslose Grundmoränenlandschaft mit zahlreichen, meist torferfüllten Becken und Kesseln, während ostwärts

der Charakter der typischen Grundmoränenlandschaft mehr verloren geht und das Gelände wieder durch nach der Weichselniederung sich öffnende Thäler und Thälchen eine einschneidende Gliederung erfährt, die jedoch an die des Geländes auf der Nordhälfte des Blattes bei weitem nicht heranreicht.

Die erste Anlage des weitverzweigten Thalsystemes ist wohl in Bodensenken zu suchen (Faltungsthäler), die das sich zurückziehende letzte Inlandeis hinterliess. Diese boten den Schmelzwassern willkommene Abflusswege, die alsdann durch Erosion vertieft und umgestaltet wurden (Erosionsthäler). Auf der Nordhälfte des Blattes, ebenso wie auf dem Blatte Oliva, wirkte die Erosion augenscheinlich kräftiger, da daselbst an den Gehängen meistens ältere Schichten zu Tage treten, während auf der Südhälfte die Thalsohlen selbst noch im Oberen Geschiebemergel zu stehen pflegen, der andererseits auch am Rande der Hochfläche von der Hochfläche bis zur Weichselniederung hinabgleitet und unter deren Alluvionen untertaucht.

Von älteren Formationen spielt auf dem Blatte Danzig nur das Miocän eine etwas grössere Rolle und zwar vorzugsweise in seiner sandigen Ausbildung. Braunkohlensande sind auf der Nordhälfte des Blattes vielerorts an den Gehängen der Thäler und Erosionsschichten aufgeschlossen und durchragen stellenweise auch das Diluvium auf der Höhe. Dem gegenüber tritt das thonige Miocän sehr zurück und an Braunkohlenflötzen fand sich — abgesehen von einem kleinen Vorkommen in der Ziegeleigrube an der Halben Allse — nichts mehr vor, als die bereits im vorigen Bericht [1]) erwähnten beiden nicht abbauwürdigen ca. 0,5 Meter mächtigen, steilgestellten, sandigen Flötzchen, wovon das eine in der sogenannten Braunkohlenschlucht ca. 0,5 Kilometer nördlich von Lobeckshof bei I-Brentau, das andere auf dem Gute Müggau ca. 0,6 Kilometer nördlich vom Gutshof vorkommt.

Ein älteres, wahrscheinlich dem Unteroligocän angehöriges Glied der Tertiärformation tritt im Vergleich zum Miocän fast ganz zurück und es ist noch nicht mal sicher, ob diese Stufe

[1]) Siehe dieses Jahrbuch für 1898, S. 46.

wirklich ansteht, oder nur in riesigen Schollen dem Diluvium eingebettet ist; jedenfalls sind die Lagerungsverhältnisse sehr gestört. Den beiden schon seit Langem bekannten Vorkommen [1]) in den Ziegeleiaufschlüssen von Schüddelkau und in den der zwischen diesem Orte und dem Gute Nenkau gelegenen Ziegelei (hier neben schwarzem Thon auch Grünsand) konnte ein drittes Vorkommen in der Nähe des Nenkauer Sees hinzugefügt werden. Ferner hat eine im Jahre 1896 von der Westpreussischen Bohr-Gesellschaft für die Königl. Eisenbahn-Direction ausgeführte Bohrung [2]) beim Olivaer Thor in Danzig in der Tiefe von 90 bis 94 Meter unter Erdoberfläche unmittelbar über Grünsand mit Phosphoriten und unter Geschiebemergel schwarzen Thon durchsunken, der sicher, da er einerseits in unmittelbarem Contacte mit Grünsand auftritt, andererseits aber auch wie der Thon von Schüddelkau etc. Radiolarien und Kieselschwammnadeln führt, derselben Stufe angehört.

Die Kreideformation ist meines Wissens bisher auf dem Blatte nur durch vier Tiefbohrungen bekannt geworden, die alle dieselbe in ca. 90—100 Meter Tiefe unter Normal-Null erreichten; zwei davon liegen auf dem Abfall der Hochfläche zur Niederung bezw. zu der sich zwischen letztere und die Hochfläche einschaltenden diluvialen Thalstufe — auf der Hartmann'schen Ziegelei an der Halben Allee, Höhe des Bohrlochansatzpunktes ca. 25 Meter über Normal-Null und an der westlichen Grenze des Langfuhrer Stadtparkes, Bohrlochansatzpunkt ca. 45 Meter über Normal-Null — während die dritte, die bereits erwähnte Bohrung am Olivaer Thor, der Niederung angehört. Die vierte im Fort Kalkreuth niedergebrachte, ebenfalls der Niederung angehörige Bohrung hat nach JENTZSCH anstehende Kreide in 92 Meter Tiefe unter Terrain erreicht.

Die weitaus grösste Fläche nimmt auf dem Blatte Danzig der Obere Geschiebemergel ein; er bildet, abgesehen von wenigen verhältnissmässig geringflächigen insularen Durchragungen Unteren

---

[1]) Siehe dieses Jahrbuch für 1896, S. XC u. XCI.

[2]) Siehe dieses Jahrbuch für 1898, S. 32 u. 33.

Sandes, sowie einem grösseren Streifen des letzteren am Westrande des Blattes, ferner vereinzelten kleineren Decken Oberen Sandes, die ganze Hochfläche der Südhälfte desselben und krönt insular oder auch in grösseren zusammenhängenden oder vom Unteren Sand vielfach durchbrochenen Decken zumeist die Höhen des reich gegliederten Geländes der Nordhälfte, zieht sich aber auch hier, wie auf der Südhälfte ganz allgemein, stellenweise an den Gehängen bis in die Thalsohle hinunter.

Der Untere Sand spielt auf der Nordhälfte des Blattes eine bedeutendere Rolle; er bildet meistens die Gehänge der Thäler und Erosionsschluchten und tritt auf der Höhe nicht nur vielfach als kleinere oder grössere Durchbrechungen der Geschiebemergeldecken auf, sondern nimmt daselbst auch grössere zusammenhängende Flächen ein.

Der Obere Sand, der dem Unteren gegenüber sehr zurückzutreten scheint, findet sich manchmal auch an die Gebiete der vom Unteren Sand gedrängt insular durchbrochenen Geschiebemergeldecken geknüpft.

Unterer Thonmergel kommt stellenweise in kleinen Entblössungen an den Thalgehängen vor; in beschränktem Maasse tritt er flächenartig auf der Südhälfte des Blattes zwischen Schönfeld und Zankenzcin auf. Dafür finden wir aber am Westrande des Blattes beim Gute Mattern Oberen Thonmergel (Deckthon), dessen oberste kalkfreie Lagen vortreffliche Verblendsteine liefern, in etwas grösserer Ausdehnung entwickelt. Dieser Deckthon setzt an das Nachbarblatt über und nimmt zwischen Kokoschken, Bissau und Gluckau grosse Flächen ein. Die Mächtigkeit des Deckthones wechselt; bei Mattern eine Mächtigkeit von mehreren Metern besitzend — doch wurde auch stellenweise der Obere Geschiebemergel bereits mit dem Zweimeter erbohrt — erreicht er in der zwischen der Ziegelei und dem Gutshof Kokoschken gelegenen neuen Thongrube, eine Mächtigkeit von 7—8 Meter, um auf dem Gute Gluckau im Allgemeinen wieder geringere Mächtigkeiten zu zeigen. Der Vorbesitzer des Gutes hatte zwecks Feststellung der Ausdehnung seines Thonlagers auf einem Flächenraum von ca. 200 Hectaren eine ganze Reihe von Bohrungen bis zu einer Tiefe von 10 Metern

niederbringen lassen, wovon dem Berichterstatter die Proben[1]) dank dem liebenswürdigen Entgegenkommen des jetzigen Besitzers Herrn PILTZ-MÜGGAU, auf dem Gluckauer Gutshofe zum grösseren Theile noch vorgelegt werden konnten.

Ich gebe nachstehend das Ergebniss meiner Untersuchung wieder, da dasselbe für die Altersbeurtheilung des Thones, der auf der älteren geologischen Karte dem Unterdiluvium zugerechnet wird, von Bedeutung ist.

Bohrung 1 (5 Proben).

0,00— 3,50 Meter Thon,
3,50— 7,00 » Mittelkörniger Sand,
7,00—10,00 » Grandiger Sand.

Bohrung 2 (3 Proben).

0,00— 0,80 Meter Schwach lehmiger grandiger Sand,
0,80— 4,50 » Mittelkörniger Sand,
4,50—10,00 » Sandiger Geschiebemergel.

Bohrung 4[2]) (4 Proben).

0,00— 3,30 Meter Thon,
3,30— 5,40 » Sandiger Geschiebemergel,
5,40— 7,00 » Sehr sandiger Geschiebemergel,
7,00—10,00 » ?

Bohrung 5 (4 Proben).

0,00— 4,00 Meter Thon,
4,00— 5,50 » Sand,
5,50—10,00 » Mittelkörniger Sand.

Bohrung 6 (6 Proben).

0,00— 1,40 Meter Thon,
1,40— 1,70 » Schwach thoniger mittelkörniger Sand,
1,70— 3,50 » Thon,

[1]) Die Numerirung der Bohrproben entspricht der der Bohrpunkte auf dem Lageplan, der sich im Besitze von Herrn PILTZ-MÜGGAU befindet.
[2]) Die Probe für die Tiefe von 7,00—10,00 Meter war nicht vorhanden.

3,50— 4,00 Meter Geschiebemergel,
4,00— 8,00 » Sandiger Geschiebemergel,
8,00—10,00 » Grandiger Sand.

Bohrung 7 (4 Proben).

0,00— 1,10 Meter Thon,
1,10— 2,10 » Sandiger Geschiebemergel,
2,10— 7,50 » Thoniger mittelkörniger Sand,
7,50—10,00 » Geschiebemergel.

Bohrung 8 (3 Proben).

0,00— 2,00 Meter Thon,
2,00—10,00 » Geschiebemergel.

Bohrung 9 (4 Proben).

0,00— 2,50 Meter Thon,
2,50— 3,50 » Sandiger Geschiebemergel,
3,50—10,00 » Geschiebemergel.

Bohrung 10 (5 Proben).

0,00— 0,50 Meter Schwach lehmiger Sand,
0,50— 2,30 » Thon,
2,30— 4,00 » Geschiebemergel,
4,00— 6,50 » Sandiger Geschiebemergel,
6,50—10,00 » Geschiebemergel.

Bohrung 11 (4 Proben).

0,00— 2,20 Meter Thon,
2,20— 4,00 » Sandiger Geschiebemergel,
4,00— 6,50 » Schwach thoniger mittelkörniger Sand,
6,50—10,00 » Geschiebemergel.

Bohrung 12 (3 Proben).

0,00— 0,90 Meter Sehr sandiger Geschiebemergel,
0,90—10,00 » Sandiger Geschiebemergel.

Bohrung 15 (3 Proben).

0,00— 3,00 Meter Thon,
3,00—10,00 » Geschiebemergel.

Aus den mitgetheilten Bohrergebnissen geht hervor, dass der Thon fast immer von Geschiebemergel unterlagert ist, der seinerseits aber auch den Thon durchbrechen und zu Tage treten kann (Bohrung 12). In der unmittelbar bei der Gluckauer Ziegelei gelegenen Grube kann das Auskeilen des Thones und das Zutagetreten des Geschiebemergels direct beobachtet werden.

Der Deckthon ist als Seebeckenabsatz zur Zeit des letzten Eiszückzuges zu deuten; das Eis kann denselben nicht überschritten haben, das beweist sowohl die absolut ungestörte horizontale Lagerung desselben als auch besonders der Umstand, dass auf demselben auch nicht das kleinste Steinchen sich findet. Bei Kokoschken ist überdies das Gelände so horizontal und eben wie der Spiegel eines Sees; bei Mattern hat nachträgliche Erosion die Ebenheit und Horizontalität des Geländes verwischt.

Zu bemerken ist noch, dass das im vorigen Bericht aus dem Matterner Thon erwähnte Vorkommen von *Valvata* und *Pisidium* wahrscheinlich zu streichen ist. Der Kokoschkener und Glukauer Thon erwies sich als absolut frei an organischen Resten und auch meine vorjährigen Bemühungen in der Matterner Grube blieben erfolglos, sodass die Vermuthung, dass die Arbeiter mir damals recente Formen vorgelegt haben, fast zur Gewissheit wird.

Ablagerungen einer durch organische Reste belegten Interglacialzeit fanden sich, ebenso wie auf dem Blatte Oliva, auf dem Blatte Danzig nicht vor. Als sogenannter Unterer Geschiebemergel können vielleicht einige in tieferen Horizonten angeschnittene kleine Vorkommen, so am Ottominer See im Navitzthal, ferner am Steilufer nördlich von Zoppot und westlich von I-Brentau in einer Kiesgrube u. s. w. gedeutet werden; flächenartig tritt diese Stufe jedoch nirgends auf. Abschlämm- bezw. Abrutschmassen besitzen auf dem Blatte eine ausgedehnte Verbreitung; in den abflusslosen Gebieten sind viele Senken z. Th. über Torf und Moorerde damit erfüllt und vor Allem machen sie sich, stellenweise auch über Torf und Moorerde, in allen Thälern und deren Verzweigungen geltend.

B. Kühn: Bericht über die Aufnahme von Blatt Käsemark.

Blatt Käsemark gehört in seiner ganzen Ausdehnung der weiten Niederung am untersten Lauf der Weichsel an, der es von S. nach N. durchmisst. Unterhalb Rothebude gabelt sich der Strom in die Danziger und die unbedeutendere Elbinger Weichsel. Erstere ist durch den grossartigen, eine Meile langen Durchstich von 1895 in gerader Fortsetzung ihres anfänglich süd-nördlichen Laufes direct mit dem Meere in Verbindung gesetzt worden. Die Niederung ist im Allgemeinen sehr eben; bei ihrem gleichmässig flachen Charakter bilden indess auch mehr oder weniger rückenförmige Erhebungen, die an sich eine nur unbedeutende Höhe haben, auffällige Erscheinungen. Diese sind es auch, an welche sich das hauptsächlichste Interesse hinsichtlich der Bildungsweise der Niederung knüpft.

An der Zusammensetzung der Niederung nehmen bis zu grösserer Tiefe nur drei Bodenarten, Schlick, Sand und Torf, nebst Uebergangsbildungen Theil. Oberflächlich überwiegt bei Weitem der Schlick, der auf ausgedehnten Flächen eine mehr als 2 Meter betragende Mächtigkeit hat. Zumeist jedoch wird er in geringerer Tiefe von Sand oder Torf unterlagert. Letzterer tritt im Bereiche des Blattes nirgends an die Oberfläche, sondern ist überall von Schlick, wenn auch stellenweise nur in geringer Mächtigkeit überlagert. Zuweilen bildet dieser auch seine Unterlage; vorherrschend thut dies jedoch derselbe Sand, der, wo der Torf fehlt, direct unter dem Schlick liegt.

Im grossen Ganzen gilt also die Altersfolge: Sand, Torf, Schlick. Auf die Nähe der Weichsel ist das Auftreten jüngeren Sandes über dem Schlick beschränkt. Auf dem rechten Ufer breitet sich von der Schöneberger Fähre aus ein ungefähr 100 ha grosses Sandgebiet aus, an dessen Bildung der Deichbruch des Jahres 1526 Schuld trug, der 5 Jahre lang offen blieb. Stellenweise erreicht hier die unfruchtbare Sanddecke eine Mächtigkeit von mehr als 2 Meter über dem fruchtbaren Schlick. Nach den Rändern zu nimmt sie allmählich ab, und da hier auch natur-

gemäss die feinsten vom Wasser fortgeführten Theilchen zum Absatz gelangten, ist die Grenze der Versandung nicht überall scharf. Es kommt hinzu, dass das versandete Gebiet grossen Theils »gekehrt« ist, d. h. durch Umgraben der Schlick unter dem Sande wieder heraufgeholt ist. Auf dem anderen Ufer der Weichsel zwischen Letzkau und Käsemark rührt die Sandauflagerung in der Hauptsache wahrscheinlich nicht von Deichbrüchen her, die hier auch nicht fehlen, sondern stammt aus der Zeit, als die Weichsel noch nicht eingedeicht war. Das Flussbett und die Ufer selbst bestehen nämlich vorwiegend aus Sand, in den dünne Schichten und Schmitzen von Schlick eingeschaltet sind. So geht auch der Sandstreifen auf dem linken Weichselufer durch eine Randzone, in der Wechsellagerung von Sand und Schlick herrscht, in das Gebiet des Schlicks über.

Aus Sand bestehen auch die bereits erwähnten rückenförmigen Erhebungen des Gebiets. Die längste — von ungefähr 6 Kilometer Ausdehnung — verläuft im W. der Weichsel von Gr. Zünder über Kl. Zünder und den Lauenkrug in ungefähr nordnordöstlicher Richtung. Diese Himmelsrichtung ist überhaupt die vorherrschende für die Rücken, was schon in der Gestalt der Mehrzahl der geschlossenen Dörfer sich ausdrückt, zu deren Anlage die höchsten, vor Hochwasser etwas geschützten Stellen, ausgewählt wurden. Die höchsten derartigen Erhebungen liegen in der SO.-Ecke des Blattes, nämlich der Galgenberg an dem Südrande der Schöneberger Versandung und ein anderer unbenannter Berg im O. von Schönsee. Beide mögen (Höhenlinien fehlen auf dem Messtischblatt) annähernd 5 Meter über die flache Niederung aufragen. Es ist natürlich von vornherein anzunehmen, dass sie nicht aus dem Schlick aufgelagertem, sondern aus diesen durchragendem Sande bestehen, da von Wasserfluthen über dem Schlick abgelagerter Sand sich mehr hätte ausbreiten müssen, als es bei diesen im Verhältniss zu ihrer Längserstreckung meist schmalen Erhebungen der Fall ist. Durch den Bohrer lässt sich das freilich nicht nachweisen; vielmehr verschwindet fast überall an ihrem Fusse der Schlick unter dem Sande und legt sich kaum irgendwo auf ihn. Doch liegt das nur daran, dass von den Rücken der

lose Sand durch Regen und bei Ueberschwemmungen herabgewaschen worden ist. Dass der Sand thatsächlich unter dem Schlick liegt, geht daraus hervor, dass in dem durch Sandgruben aufgeschlossenen Innern der Rücken der Schlick in dem Niveau, das er ausserhalb der letzteren einnimmt, nicht vorhanden ist, der Sand vielmehr nach der Tiefe zu fortsetzt.

A. Jentzsch hat in seiner geologischen Skizze des Weichseldeltas[1]) diesen Sandrücken — er führt den Galgenberg namentlich an — altalluviales Alter zugeschrieben (was wir jetzt vorziehen als jüngdiluvial zu bezeichnen), und zwar sieht er als hinreichenden Grund zu dieser Altersbestimmung den Umstand an, dass »sie über das Niveau der jetzigen Ueberschwemmungen hervorragen.« Diesem Merkmal kann man indess für die Abgrenzung des die Rücken aufbauenden Sandes von dem flächenhaft ausgebreiteten, den Schlick unterlagernden Sande, den auch Jentzsch als jungalluviale Ablagerung betrachtet, kaum eine entscheidende Bedeutung beilegen. Jentzsch erwähnt selbst das Vorkommen »unterirdischer« Sandrücken, die er meines Erachtens mit vollem Recht als gleichbedeutend mit den über die Schlickdecke aufragenden betrachtet. Ein solcher etwa 2 Kilometer langer unterirdischer Sandrücken wurde z. B. für die Anlage des Dorfes Bärwalde ausersehen, obgleich er eine kaum merkliche Anschwellung der Oberfläche bewirkt. Der Schlick geht über ihn hinweg, besitzt allerdings über dem Rücken nur eine geringe, wenige Decimeter betragende Mächtigkeit. Entlang dem ganzen Nordrande des Blattes Käsemark liegt aber der Sand unter einer nur 0,6 — 0,8 Meter mächtigen Schlickdecke, und es erscheint nicht durchführbar, die von hier aus nach S. unterirdisch oder aufragend sich fortsetzenden Sandrücken von diesem Sande zu trennen. Da nun Jentzsch selbst auf Grund einer Bohrung bei dem auf der Nordhälfte des Blattes gelegenen Rothebude das Jungalluvium auf 9 Meter Mächtigkeit veranschlagt[2]), so ist die

[1]) Schriften der physikalisch-ökonomischen Gesellschaft zu Königsberg. 21. Jahrgang 1880, S. 154 ff.

[2]) In einer im Jahrgang 1896 dieses Jahrbuches veröffentlichten Abhandlung über Bohrergebnisse in Ost- und Westpreussen giebt Jentzsch das Alluvium bei den unmittelbar angrenzenden Ortschaften Käsemark und Schmerblock ebenfalls zu 10 bezw. 6 Meter Mächtigkeit an.

Stellung des die Rücken aufbauenden Sandes zum Jungdiluvium mindestens zweifelhaft. Zu einer sicheren Altersbestimmung ist die Kenntniss seines Untergrundes unbedingt erforderlich. Auf Blatt Käsemark ist es mir leider bisher nicht gelungen, irgendwo das Liegende dieses Sandes zu beobachten; was ich jedoch aus Mittheilung der bei Brunnenbohrungen gemachten Beobachtungen in Erfahrung gebracht habe, spricht durchaus für alluviales Alter des Sandes, da unter ihm wieder Schlick und auch Torf folgen sollen.

Die Deutung der Sandrücken hinsichtlich ihrer Entstehung ist unabhängig von ihrer Altersbestimmung. Sie als Ueberreste einer ursprünglich zusammenhängenden älteren und höheren, nachträglich grössten Theils wieder erodirten Stufe aufzufassen, erscheint sehr gezwungen; es wäre sehr unwahrscheinlich, dass nur lauter solche schmale Rücken stehen geblieben seien und nirgends ein breiter Sockel einer vorausgesetzten höheren Stufe der Niederung. Sie verdanken ihre Existenz nicht der Verschonung durch eine um sie herum wirksame Erosion, sondern allem Anschein nach einer unter besonderen Umständen erfolgten Aufschüttung. Dafür spricht schon ihre wechselnde Erhebung. Solche von geringer Höhe, die vom Schlick bedeckt sind, bedürfen kaum einer besonderen Erklärung. Der von fliessendem Wasser abgelagerte Sand zeigt nicht das völlig sich gleichbleibende Niveau des in mehr oder weniger stagnirendem Wasser abgesetzten Schlicks; jede Laufverlegung des Wassers hatte die Bildung von Sandbänken zur Folge. Für die höher aufragenden Sandrücken ist diese Erklärung wohl nicht ausreichend; aber es steht noch eine andere der zu Gebote. JENTZSCH selbst deutet an einer späteren Stelle seines ersten Aufsatzes die Möglichkeit an, dass man es mit alten Dünen zu thun habe, allerdings nach Art der Nehrungen gebildeter; sie sollen alte Strandlinien bezeichnen. Ich gestehe, dieser Vorstellung nicht folgen zu können, die auch aus der Beschaffenheit der Ablagerungen keine Stütze erfährt. Vielmehr möchte ich die Sandrücken als ursprüngliche echte Inlandsdünen ansprechen, die späterhin mehr oder weniger deformirt wurden. Vor Bildung der zusammenhängenden Schlickdecke entstanden über dem unterlagern-

den Sande in den tiefer gelegenen Theilen der Niederung ausgedehnte, bis zu einem Meter mächtige Torflager. Dass in der hierdurch angezeigten langen von Ueberfluthungen freien Zeit der freiliegende Sand von den in der ebenen Niederung lebhaft wehenden Winden zu Dünen aufgehäuft werden musste, ist eine fast nothwendig gebotene Annahme. Die Längsrichtung des Sandrücken, die JENTZSCH zu dem Verlauf der Niederungsränder in Beziehung setzt, stimmt noch viel besser mit der vorherrschenden Richtung des Windes, der hier, zumal in der schnee- und frostfreien Zeit des Jahres ganz überwiegend aus westlicher bis nordwestlicher Richtung weht. Vor Absatz der zusammenhängenden jüngsten Schlickdecke in diesem Theile der Niederung mag hier eine ziemlich bewegte, von torferfüllten Senken und Becken unterbrochene Dünenlandschaft, bestanden haben. Als die Weichselfluthen wieder ihren Weg hierher nahmen, entfalteten sie natürlich eine stark nivellirende Thätigkeit. Ganze Dünenzüge wurden nach und nach hinweggewaschen, andere büssten wenigstens ihre Form ein; die niedrigeren Sandrücken wurden mit der Zeit völlig überschlickt, in einzelnen höheren Zügen, deren seitliche Begrenzung mit der Ablaufsrichtung der Wasser in Wechselwirkung stand, blieben über der Schlickdecke aufragend.

Nachschrift: Seit der Drucklegung des Vorstehenden ist für das darin behauptete alluviale Alter der Sandrücken auf Blatt Käsemark — nur von diesen spreche ich hier — ein positiver Beweis erbracht worden. Mitten auf dem längsten, der oben angeführt wurde, ist im Dorfe Kl. Zünder eine Tiefbohrung angestellt worden, deren im Provinzialmuseum zu Danzig aufbewahrte Bohrproben von O. ZEISE untersucht worden sind[1]). Dabei stellte es sich heraus, dass unter dem an der Stelle des Bohrloches 7 Meter mächtigen Sande wiederum Schlick, und zwar hier ebenfalls 7 Meter mächtig, liegt. Erst in 18 Meter Tiefe beginnt das Diluvium als mit Grand untermischter Sand; ob die zwischen dem letzteren und dem Schlick eingeschaltete 4 Meter mächtige Sandschicht etwa als jungdiluvial zu betrachten ist, dafür fehlt jeder Anhaltspunkt.

---

[1]) Vergl. Ueber einige Aufnahme- und Tiefbohrergebnisse in der Danziger Gegend. Dieses Jahrbuch für 1898, S. 37.

Für die Auffassung der geologischen Geschichte der grossen Weichselniederung ist die Erkenntniss des wahren Charakters der besprochenen Sandrücken nicht bedeutungslos. Die Schlussfolgerungen, die an ihre ohne Beweis erfolgte Bestimmung als jungdiluviale Haidesande geknüpft sind, bleiben hinfällig.

W. WOLFF: Bericht über die wissenschaftlichen Ergebnisse der Aufnahmen auf den Blättern Praust und Trutenau.

Das Blatt Praust gehört grösstentheils der Danziger Höhe an; nur ein schmaler Streifen am Ostrande derselben greift in die Weichselniederung ein, in der sich das Blatt Trutenau anschliesst. Die Grundzüge des geologischen Baues der Danziger Höhe sind bereits von O. ZEISE (Bericht über die Ergebnisse der Aufnahmen in der Danziger Gegend, dieses Jahrb. 1896) kurz auseinandergesetzt; das von ihm Berichtete wird im Wesentlichen durch die Aufnahme des Blattes Praust bestätigt. Neues ergab sich hinsichtlich des Diluviums nur insofern, als im Höhenrande gegen das Weichselthal zu sowie in den tiefen Einschnitten des Radaune- und Kladauthales Unterer Geschiebemergel in grösserer Erstreckung aufgefunden wurde. Im Radaune- und Kladau-Thaleinschnitt herrschen vielfach recht verwickelte Lagerungsformen, die an manchen Stellen eine innige, kaum auflösbare Verbindung des Plateau-Geschiebemergels mit tieferen Bänken zeigen; nicht minder schwierig ist die Abgrenzung der in diesen Gebieten aufgeschlossenen Sande und Thone glacialen Ursprungs. Bemerkenswerth ist die Thatsache, dass die Unteren Sande hier meist ausserordentlich kiesig und steinig sind, derart, dass man sie in vielen Fällen weder als vom Eise überschrittene Vorsande noch als interglaciale Fluss- oder Seesande noch als entfernt vom Eisrande entstandene Sedimente aus einer Abschmelzperiode erklären kann. Vielmehr muss man sie (z. B. die unteren Grande von Straschin) als directes Moränenmaterial, vielleicht kiesige Facies der Grundmoräne ansehen. Diese Betrachtungsweise steht in Einklang mit den Beobachtungen und Erklärungen J. MARTIN's über geschichtete Grundmoräne auf der Donnerschwee bei Oldenburg (J. MARTIN,

Diluvialstudien III, 2, S. 31 ff.). Im Uebrigen wird eine fruchtbringende wissenschaftliche Erörterung dieser Diluvialbildungen erst dann möglich sein, wenn durch die Aufnahme einer grösseren Anzahl von Blättern eine weitere Uebersicht über die Danziger Höhe geschaffen ist. Das Gleiche gilt von der Weichselniederung, über welche wesentlich Neues zu den Ergebnissen älterer Forschungen einstweilen nicht nachzutragen ist.

Von den im Gebiet des Blattes Praust auftretenden Tertiärpunkten ist die Mehrzahl bereits auf der 100 000 theiligen Karte von Jentzsch (Section Dirschau) angegeben. Neue Ausbisse des Tertiärs wurden bei Goschin, Wartsch, Schwintsch, Suckschin, Kleschkau und Rosenberg aufgefunden. Es sind theils grobe Quarzsande, theils feine glaukonitische Sande, theils stark glaukonitische Lehme mit Phosphoritknollen; die feinen Sande sind bei Kleschkau und Rosenberg reich an kleinen Bernsteinstücken; auch bei Goschin ist nach Mittheilung des Herrn Gutsbesitzers v. Heyer ehemals Bernstein gegraben, doch fand ich ihn in dem jetzt dort aufgeschlossenen feinkörnigen Tertiärsand nicht. Die stratigraphische Stellung der einzelnen Vorkommen vermag ich einstweilen nicht sicher zu kennzeichnen. Als das älteste Glied dieser Ablagerungen erscheint mir der glaukonitreiche, kiesige Letten von Wartsch, welcher in seiner oberen Lage zahlreiche Phosphoritknollen enthält. In ihm fand ich als einziges Fossil einen Lamna-Zahn. Derselbe Letten tritt nördlich von Kladau in einem Graben links des Weges nach Jetau hervor und wird hier von weissem Quarzsand überlagert; auch findet er sich gleich nördlich vom Gute Kl. Kleschkau im Ackerboden und enthält hier viel Bernstein. Die feinen etwas glaukonitischen Sande, welche bei Rosenberg ebenfalls Bernstein führen, und ausserdem bei Suckschin und Goschin vorkommen, halte ich für das nächst jüngere Glied und für gleichaltrig mit den groben glaukonitfreien Quarzsanden von Suckschin (südliches Kladauufer), Kladau und Jetau, sowie den feinen weissen Quarzsanden in der Stangenwalder Forst. Bei Suckschin begleiten sie (die Schichtenfolge ist durch Stauchung gänzlich verwirrt) einen dunklen mageren Thon; anscheinend derselbe Thon unterteuft sie bei Kladau am Südufer des Baches und führt hier Gypskrystalle.

Es ist nicht unmöglich, dass diese glaukonitreichen Ablagerungen unteroligocän und der samländischen Bernsteinformation äquivalent sind; weitere Forschungen und die Verfolgung derselben nach Süden hin (Blatt Sobbowitz) werden hoffentlich etwas Licht in diese Frage bringen, zu deren Lösung vorläufig die Anhaltspunkte fehlen.

Es sei hier noch bemerkt, dass der tertiäre Untergrund nicht unwesentlich zur Lieferung von Moränenmaterial beigetragen hat. Phosphoritknollen finden sich allenthalben im Diluvium dieser Gegend, ebenso vereinzelte Bernsteine. Stellenweise ist der Untere Sand so stark mit Bernstein angereichert, dass er in früherer Zeit — z. B. im Bankauer Walde — zur Bernsteingewinnung gegraben wurde. Ein grösstentheils aus tertiärem Material zusammengeschwemmter Unterer Sand, der stark glaukonitisch und glimmerreich, aber kalkhaltig ist, bildet ein grösseres zusammenhängendes Gebiet bei Scharfenort.

C. Gagel: Bericht über die Aufnahmearbeiten auf den Blättern Lötzen, Steinort und Kruglanken.

Die Blätter Lötzen, Steinort und Kruglanken, auf der Höhe der masurischen Seenplatte gelegen, werden in ihren topographischen Formen bedingt und sind in ihrem geologischen Aufbau abhängig von dem Auftreten mehrerer Endmoränen, die hier auf verhältnissmässig engem Raum hintereinander ausgebildet sind und ein regelmässiges, stetiges Zurückweichen des Inlandeisrandes in der Richtung nach N. und ONO. erkennen lassen.

Die südlichste, im Zusammenhang verfolgbare Endmoräne verläuft auf der Südhälfte des Blattes Lötzen von W. nach O. im Wesentlichen N. von Taytasee bis zur Feste Boyen, die auf der Höhe ihres Kammes angelegt ist, ändert dann nach einer etwa 750 Meter breiten, von Alluvium erfüllten Unterbrechung ihr Streichen und zieht in ungefähr NW.—SO.-Richtung über das Dorf Graywen etwa nach dem Gute Ruden, wo sie nicht weiter verfolgt ist. Ein Sandr vor ihr ist nicht ausgebildet. Hinter ihr liegt der Lötzener Kissain-See als Stausee, sowie östlich von Lötzen bei den Dörfern Sulimmen, Kosuchen, Gr.-Upalten eine typische

complicirte Grundmoränenlandschaft mit auffällig grossen und schroffen Niveauunterschieden; zwischen diesen beiden Gebieten jedoch im N. von Lötzen liegt eine kleine, aber modellartig schöne Drumlinlandschaft mit sehr scharf ausgeprägten und sehr langgezogenen NNO.—SSW. bezw. N.—S. verlaufenden Geschiebemergelrücken und ebensolchen schmalen Torfbrüchen dazwischen.

Die zweite Etappe der Endmoräne ist festgestellt in der NW.-Ecke des Blattes Lötzen auf der Landzunge zwischen Kissain- und Dobenschem See beim Gute Faulhöden. Die Fortsetzung im Osten des Kissain-Sees verläuft von der sogenannten Königsspitze südlich von den Vorwerken Roggen und Poganten über den Südrand des Dorfes Schwiddern, biegt dann nach N. in die Höhe und verläuft westlich von Spiergsten und östlich von Pieczarken bis zu den mächtigen Geschiebepackungen, die etwa 2—3 Kilometer NO. von diesem Dorf liegen; zieht dann wieder in W.—O.-Richtung bis zum Dorfe Kruglanken, um von hieraus wieder ganz steil nach SSO. in die Richtung parallel der erstbeschriebenen Endmoräne einzuschwenken und sich als zusammenhängender, mächtig aus dem Terrain hervortretender Wall zwischen den Gütern Grunden und Siewken hindurch an der Ostseite des Widminner Sees entlang zu ziehen. — Oestlich von diesem letztbeschriebenen Stück liegt wieder eine typische complicirte Grundmoränenlandschaft; das NW. von Kruglanken gelegene Hinterland, das schon ausserhalb des diesjährigen Aufnahmegebietes liegt, scheint nach einer flüchtigen Begehung von ausgedehnten Oberen Sanden bedeckt zu sein. Ein Sandr ist vor dieser Endmoräne ebenfalls nicht entwickelt, mit Ausnahme einer ganz kleinen Partie am Westrande des Kissain-Sees.

In dem Raume zwischen diesen beiden eben beschriebenen Endmoränenzügen, der im Wesentlichen vom Oberen Geschiebemergel eingenommen wird, finden sich unverkennbare Anzeichen dafür, dass der alte Eisrand sich sehr regelmässig und gleichmässig zurückgezogen hat; vor allem zeigt dies der sehr auffällige, rein aus Geschiebemergel bestehende Höhenzug, der sich in NNW.—SSO.-Richtung vom ehemaligen Spiergster See über Gr.-Upalten erstreckt und genau dasselbe Streichen hat, wie die Endmoränen,

zwischen denen er verläuft; sowie die später unten beschriebene kleine Andeutung einer Endmoräne auf der Westseite des Kruglinner und Widminner Sees.

Eine dritte, noch weiter nördlich und östlich gelegene Endmoränenetappe ist noch nicht durch genaue Aufnahmen, sondern erst durch Uebersichtsbegehungen festgestellt; sie verläuft von der Gonza Gora in SO.—NW.-Richtung über die Höhen der Borkener Forst, den Teufels Berg, Jakunowkener Berg östlich vom Dorfe Jakunowken, bis östlich vom Dorfe Gassewen, verläuft dann durch die gewaltigen Erhebungen des Grodcziskoer Schlossberges und der Pillacker Berge in O.—W.-Richtung und scheint dann nördlich von Schwenzeit-See ihre Fortsetzung zu finden, wo nach einer freundlichen Mittheilung von Herrn SCHULTE deutliche Endmoränenbildungen von ihm früher beobachtet sind.

Nachdem so der allgemeine Verlauf der Endmoränen festgestellt ist, soll des Näheren auf die Zusammensetzung der einzelnen Stücke eingegangen werden, wobei von vornherein die Bemerkung vorausgeschickt werden muss, dass diese Zusammensetzung eine schnell und stark wechselnde ist, die Verfolgung und das Erkennen der zusammengehörigen Bildungen daher erst nach mehrfachen, im Zusammenhang ausgeführten Begehungen des ganzen in Frage kommenden Gebietes gelang. Wie schon früher von mir zusammen mit Herrn G. MÜLLER hervorgehoben ist, liefert das Aufsuchen der Geschiebepackungen allein in Ostpreussen keine irgendwie verwerthbaren Resultate, da jene viel zu vereinzelt und zusammenhanglos auftreten und nur einen sehr kleinen Bruchtheil der hierher gehörigen Bildungen ausmachen. Aufgeschüttete und aufgepresste Sande, Kuppen von oberdiluvialen Kiesen, die entweder auf den Oberen Geschiebemergel aufgelagert sind oder als Aequivalent ihn vertreten, Rücken und Kuppen von Oberem Geschiebemergel mit oder ohne Blockbestreuung, alles dies ist im bunten Wechsel am Aufbau der Endmoräne betheiligt, so dass diese an manchen Stellen eben nur aus dem Zusammenhange erkannt und eine scharfe Grenze gegen Vor- und Hinterland oft nicht festgestellt werden kann.

Was die Erkenntniss der Endmoränennatur der hier be-

schriebenen Bildungen noch erschwerte, war das fast vollständige Fehlen eines vorgelagerten Sandrs; sehr schön und deutlich ist dagegen die Grundmoränenlandschaft hinter der Endmoräne, sowie nördlich von Lötzen die Drumlinlandschaft ausgebildet, welche letztere gerade an einer Stelle, wo die Endmoräne sehr schwach und undeutlich ist, den erwünschtesten Hinweis auf ihre Lage und ihren Verlauf lieferte.

Besonders interessant ist das Stück der Endmoräne, das sich von der Feste Boyen nach W. erstreckt. 20—25 Meter über den Spiegel der Seen hervorragend mit den charakteristischen, sehr scharf ausgeprägten Terrainformen, besteht sie im Wesentlichen aus aufgepressten und aufgeschütteten Sanden mit vereinzelten Partien Oberen Geschiebemergels und Oberer Grande. Die aufgepressten Sande, welche die Hauptmasse dieser Endmoräne bilden, bedürfen in Betreffs ihrer Altersstellung nach einer besonderen Discussion. Sie werden an verschiedenen Stellen zweifellos von Oberem Geschiebemergel überlagert und fallen dadurch in die Kategorie der »Unteren Sande« im Sinne G. Berendt's. Dass sie trotz der Ueberlagerung durch Oberen Geschiebemergel doch jungglacialen Alters sind, lässt sich in diesem Falle durch verschiedene Thatsachen beweisen. Vor allem zeigen sie an verschiedenen Stellen eine Einlagerung bezw. Unterlagerung durch eine zweite Geschiebemergelbank, die zum Theil als nur 3—4 Decimeter stark nachgewiesen, zum Theil wegen der mangelhaften Tiefe der Aufschlüsse bezw. Bohrungen nicht durchsunken werden konnte. Dass diese zweite Geschiebemergelbank in der Endmoräne nicht »Unterer« Geschiebemergel sein kann, sondern eine durch eine kurze Oscillation des Eisrandes erzeugte Bank des Oberen Geschiebemergels ist, ergiebt erstens die innere Unwahrscheinlichkeit jener Annahme in Anbetracht der Lage und der stellenweise sehr geringen Mächtigkeit von 3—4 Decimeter, zweitens das Resultat der in der Feste Boyen sowie in der Stadt Lötzen ausgeführten 5 Tiefbohrungen, die übereinstimmend ergaben, dass nach einer mächtigen Folge von Sanden und Unterdiluvialen Thonen erst in einer Tiefe von 34—42 Meter der Untere Geschiebemergel beginnt, der dann, durch mehrfache Einlagerungen von Sanden und

Thonen unterbrochen bis zu 82 bezw. 103 Meter Tiefe herunterreicht.

Die eben erwähnten, zum Theil ziemlich mächtigen, unterdiluvialen Thone treten in der Umgebung der Feste Boyen als hoch aufgepresste Kuppen an zahlreichen Stellen der Endmoräne aus den Sanden hervor bezw. bis dicht unter die Oberfläche und sind durch Ziegeleigruben theilweise ganz gut aufgeschlossen. Zum Theil sind es sehr fein geschichtete Bänderthone zum Theil gleichmässig fette blaue Thonmergel — organische Reste wurden darin nicht beobachtet.

Neben diesen aufgepressten Schichten sind am Aufbau der Endmoräne aber auch in sehr erheblicher Weise aufgeschüttete Sande betheiligt, die zum Theil noch in ziemlicher Mächtigkeit den Obersten Geschiebemergel bedecken. In Anbetracht der starken Lagerungsstörungen und des Umstandes, dass der Obere Geschiebemergel meistens in unzusammenhängenden Partien vorkommt und bei der starken Beschüttung mit jüngsten Sanden lässt sich die Trennung dieser »Oberen« Sande von den im unmittelbaren Liegenden der Obersten Bank des Oberen Geschiebemergels auftretenden und wie oben nachzuweisen versucht ist, ebenfalls jungglacialen Sanden stellenweise nur sehr hypothetisch, stellenweise garnicht durchführen.

Zwischen Kissain- und Löwentin-See in der Umgebung der Feste Boyen zeigt sich die Endmoräne als eine einheitliche, etwa 1000—1200 Meter breite Bildung mit den charakteristischen Terrainformen, zahlreichen sehr tiefen und steil abgeböschten Depressionen und steilen unregelmässigen Hügeln; westlich daran schliesst sich eine Partie an — etwa bis zum Dorfe Gr. Wronnen, wo sie in Form von zwei mächtigen, durch den Tayta-See getrennten Terrainwellen auftritt, deren jede eine Breite von etwa 300—600 Meter aufweist, aus aufgepressten und aufgeschütteten Sanden mit auf- und eingelagerten Geschiebemergelpartien besteht und ebenfalls sehr schön die charakteristischen Terrainformen zeigt. Westlich vom Dorfe Gr. Wronnen, wo die Endmoräne ganz auf der Nordseite der Chaussee liegt, werden die Terrainformen viel flacher und die Endmoräne besteht auf eine grössere Strecke nur aus

Oberem Geschiebemergel, der theilweise mit nicht sehr mächtigen Oberen Sanden bedeckt, nur kleinere Durchragungen der tieferen Sande erkennen lässt und erst am Westrande des Blattes treten wieder in grösserer Ausdehnung die darunterliegenden Sande an die Oberfläche, unter denen aber dann auch wieder an verschiedenen Stellen unmittelbar unter der Oberfläche die tiefere Bank des Oberen Geschiebemergels nachgewiesen wurde.

Während nun auf dieser ganzen eben beschriebenen Strecke die Endmoräne sehr mächtig entwickelt und unverkennbar ist, ist ihre östliche Fortsetzung schwächer ausgebildet und viel weniger deutlich. Sie besteht hier zum grössten Theil nur aus einem Gebiet stark coupirten Geschiebemergels mit zerstreuten Partien grober Oberer Grande und stellenweise aus Geschiebesanden. Der Geschiebemergel bildet zu beiden Seiten des Graywer Sees mächtig hervortretende Terrainwellen, die das Streichen der Endmoräne zeigen. Die Grande, die theils dem Oberen Geschiebemergel aufgelagert sind, theils ihn vertreten, sind stellenweise sehr grob und gehen zum Theil in Geröllpackungen über, sind aber nur gering an Ausdehnung und ziemlich vereinzelt; dass dies ganze Gebiet aber doch die Fortsetzung der vorbeschriebenen Endmoräne darstellt, zeigt das Auftreten und die Richtung der dahinterliegenden Drumlins, sowie der Umstand, dass die ganz unzweifelhafte, schöne Endmoräne auf Blatt Kruglanken parallel mit ihr verläuft. Vor der Unterbrechung der Endmoräne zwischen der Stadt Lötzen und der Feste Boyen liegt auch die tiefste Stelle des Löwentin-Sees mit 37 Meter Wassertiefe.

An das Stück der Endmoräne, auf dem die Feste Boyen steht, schliesst sich ein in N.—S.-Richtung am Westufer des Löwentin-Sees verlaufendes Stück einer Endmoräne an, die zum grössten Theil ausserhalb des kartirten Gebietes liegt, deren Verlauf aber durch eine flüchtige Begehung festgestellt wurde. Sie erstreckt sich über Strczelzen und Bogatzewen nach Süden, biegt dann nach Westen um und verläuft halbwegs zwischen den Dörfern Skoppen und Trossen wieder in S.—N.-Richtung bis dicht an das Dorf Jesziorken, wo sich westwärts in der Richtung auf Orlen ein zweiter Bogen anschliesst. — Diese letzten Stücke dieser End-

moräne sind bereits vor einigen Jahren von Herrn KLEBS kurz erwähnt und beschrieben worden.

Soweit diese Endmoräne auf Blatt Lötzen liegt, besteht sie ebenfalls aus aufgeschütteten und aufgepressten Sanden mit auf- und eingelagerten Geschiebemergelpartien und vereinzelten Anhäufungen Oberer Grande.

Das Stück der zweiten Endmoräne, das in der NW.-Ecke des Blattes Lötzen auf der Landzunge zwischen Kissain- und Dobensche-See liegt, besteht aus regelrechten Geschiebepackungen, die in grossen rundlichen Kuppen auftreten, aus groben bis sandigen Granden und einer starken Bestreuung von grossen Blöcken, die theils auf dem Oberen Geschiebemergel, theils auf Oberem Sand liegen. Die Geschiebepackungen sind oberflächlich grossentheils schon von den Steinen befreit und urbar gemacht; sie verrathen sich äusserlich nur noch durch die grössere Häufigkeit der Lesestein-Haufen; es ist aber ein Ding der Unmöglichkeit, auch nur ein mehr als $1/2$ Meter tiefes Bohrloch darin herunterzubringen. Diese Stelle der Endmoräne ist auch die einzige, wo nach S. hin ein kleines Stück Sandr vorgelagert ist, der hier etwa die Breite von 2 Kilometern erreicht.

Die Fortsetzung dieser Endmoräne auf der Ostseite des Kissain-Sees erstreckt sich von der sogenannten Königsspitze bis südlich vom Dorfe Schwiddern als eine deutliche, mehr oder minder breite Terrainerhebung, die sich bis zu 25 Meter Höhe über den Seespiegel erhebt; sie besteht zum grössten Theil aus Geschiebemergel, im Uebrigen aus Oberen Sanden und Granden, die meistens eine erhebliche Mächtigkeit besitzen, und zeigt stellenweise eine recht starke Bestreuung mit grossen und kleinen Geschieben, die aber an anderen Stellen auch vollständig fehlt. Auf der eigentlichen Königsspitze bilden diese Geschiebe einen 500 Meter langen, ganz schmalen scharfen Wall von etwa $1\frac{1}{2}$ Meter Höhe, doch scheint dieser Wall hier keine rein diluviale Bildung zu sein, sondern macht mehr den Eindruck als ob er in alluvialer Zeit, als der Wasserstand des ganzen Sees ein etwa 7 Meter höherer war als jetzt, und diese Königsspitze eine Untiefe in dem damals noch so viel grösseren See bildete, aus von schwimmenden

Eisschollen transportirtem Material entstand oder wenigstens dadurch vergrössert wurde.

Südlich und südöstlich vom Dorfe Schwiddern, wo die Endmoräne allmählich in die Nordrichtung umschwenkt, ist eine einheitliche geschlossene Terrainerhebung nicht mehr zu erkennen, sie löst sich vielmehr in zahlreiche runde oder längliche z. Th. sehr steil abgeböschte Hügel auf, die regellos auf einen breiten Raum in der Geschiebemergellandschaft verstreut sind und meistens aus groben bis sandigen Granden, seltener aus wirklichen Geschiebepackungen bestehen, im letzteren Fall aber meistens eine ausgesprochene Längsrichtung zeigen. In einigen Fällen konnten als Liegendes dieser Grande und als Kern der Kuppen steil aufgerichtete feinkörnige Sande beobachtet werden, manchmal sind in die Grande dünne Bänke von Geschiebemergel eingeschaltet, an einer Stelle bestand ein solcher Hügel aus einer ganz regelmässigen gleichförmigen Wechsellagerung von Geschiebemergel- und Geröllbänkchen.

Die Endmoräne ist in der Gegend zwischen Schwiddern, Spiergsten und Piezarken auf einen ziemlich breiten Raum von etwa $1^1/_2$ Kilometer Breite auseinandergezogen und weder Vorder- noch Hinterrand kann einigermaassen scharf bezeichnet werden; besonders in der Gegend zwischen Schwiddern und Lötzen finden sich auf der ganzen Strecke bis zur ersten Endmoräne verstreute Ablagerungen von Oberen Granden, die noch während des Rückzuges des Eisrandes von der einen zur andern Endmoräne gebildet wurden.

Nordöstlich von Piezarken, wo die Endmoräne wieder in die WO.-Richtung umschwenkt, die sie bis zum Dorfe Kruglanken beibehält, liegen einige mächtige Geschiebepackungen, die auch sehr schroff und hoch aus dem umliegenden Terrain herauskommen. Vielleicht noch deutlicher und schöner entwickelt ist die Endmoräne nördlich und nordöstlich vom Dorfe Soldahnen, wo sie durch einen etwa 1200 Meter breiten Streifen gebildet wird, der im Wesentlichen aus Geschiebemergel mit sehr starker Blockbestreuung und zahlreichen Geschiebepackungen, sowie aus einer mächtigen Durchragung Unterer Sande und Thone besteht. Die

Geschiebepackungen sind in diesem Gebiet zahlreich und ziemlich ausgedehnt, wenn sie auch keine sehr auffälligen Terrainformen bilden. Der Geschiebemergel zwischen ihnen zeigt eine so starke Bestreuung von Blöcken, dass diese an vielen Stellen einander direct berühren, und nur durch zahlreiche Bohrversuche nachgewiesen werden konnte, wo die eigentlichen Blockpackungen aufhören und das Gebiet normalen Geschiebemergels mit oberflächlicher, starker Bestreuung beginnt. Trotzdem aus diesem Gebiet schon tausende Cubikmeter von Geschieben zum Bau der Feste Boyen sowie der Kreischausseeen entnommen, sowie sonst verkauft sind, liegen dort noch grosse Flächen als unbeackertes Unland da, das nur von Wachholder und Krüppelkiefern bestanden ist, die mühsam zwischen den gewaltigen Blöcken Wurzel geschlagen haben. Welche Mengen von Geschieben hier herumliegen, mag die Thatsache erläutern, dass beim Bau der Kruglanker Chaussee bei der Herstellung des Planums auf eine Strecke von 600 Meter soviele und so grosse Geschiebe im Planum gefunden wurden, dass 2500 Meter Chaussee damit gepflastert werden konnten und zwar war dies eine Stelle, wo noch garnicht eine eigentliche Geschiebepackung, sondern nur normaler Geschiebemergel mit starker Bestreuung vorhanden war.

Diese Entwickelung der Endmoräne hört ganz plötzlich und mit einer fast schnurgraden am Soldahner-Willudder Wege nordsüdlich verlaufenden Linie auf, jenseits von der bis zum Dorfe Kruglanken das ganze Gebiet nur aus durchragenden Untern Sanden mit sehr schwacher Bestreuung aber den sehr charakteristischen Terrainformen besteht. Meistens ist es ein mittelkörniger bis schwach-grandiger Sand nur an 2—3 Stellen liegen kleinere compacte Partieen Oberer Grande darauf und an zwei andern kleinen Stellen dünne Decken von Oberem Geschiebemergel. Durch den Abfluss des Kruglinner Sees ist in diese Sandpartie ein relativ tiefes Thal eingeschnitten, das durch den Entwässerungskanal des oben genanten Sees noch erheblich vertieft ist und so über eine recht bedeutende Mächtigkeit dieser Sande Aufschluss giebt; sie enthalten weder Thonmergel noch Geschiebemergel-Ein-

lagerungen und nur an 3 Stellen tauchen ganz steil aus der Tiefe Kuppen von Unterem Geschiebemergel daraus empor.

Unmittelbar am Ostrande dieses Thales tritt die Streichrichtung der Endmoräne wieder ganz unverkennbar hervor, sie verläuft als mächtiger, den ganzen Osthorizont abschliessender Höhenzug in NNW.—SSO.-Richtung zwischen den Gütern Grunden und Siewken hindurch und an der Ostseite des Widminner Sees entlang. Dieser Höhenzug, der sich bis 40 Meter über den Goldapgar-See erhebt, ist unmittelbar östlich von dem Dorfe Kruglanken noch über 1200 Meter breit, verschmälert sich aber nach S. sehr schnell, sodass er in der Nähe von Grunden stellenweise nur aus einem 300 Meter breiten, steil nach beiden Seiten abfallenden Wall besteht. Bis zum Gute Grunden ist die Endmoräne im Wesentlichen aus hoch aufgepressten Unteren Sanden aufgebaut, auf denen einzelne Ablagerungen von groben Oberen Granden sowie vereinzelte Geschiebemergelpartien liegen und an die sich im O. mit etwas gelappter, aber sehr scharfer Grenze der Obere Geschiebemergel anlegt, der auf dem ganzen Ostrand des Blattes Kruglanken eine sehr schön ausgebildete complicirte Grundmoränelandschaft bildet. In der Nähe von Grunden zieht sich der Obere Geschiebemergel in einzelnen Partien schon bis auf die Höhe der Endmoräne hinauf; südlich von Grunden überzieht er auf eine ganze Strecke hin den hier besonders hoch und scharf heraustretenden Wall vollständig, sodass die Endmoräne hier nur durch die allerdings modellartig schöne Terrainform bezeichnet wird. Südlich hiervon und dann am Ostrande des Widminner Sees entlang besteht die Endmoräne wieder aus einem, wenn auch nicht so stark wie vorher, aber doch sehr deutlich hervortretenden Zug feinkörniger Unterer Sande, der im O. sehr scharf gegen die Grundmoränelandschaft absetzt, und stellenweise ebenfalls noch mit kleineren Ablagerungen Oberer Grande bedeckt ist.

Eine kleine vorliegende Etappe ist noch auf der Westseite des Widminner Sees ausgebildet, der hier von einem 500—1000 Meter breiten Streifen Unterer Sande begleitet wird. Dieser Streifen Unterer Sande stösst nach W. mit sehr scharfer, wenig gelappter

Grenze an das Geschiebemergelplateau und diese Grenzzone zeichnet sich wieder durch schroffere Terrainformen, das Auftreten grober Oberer Grande und z. Th. auch durch ziemlich starke Geschiebebestreuung aus. In ihrer nordwestlichen Fortsetzung jenseits des Kruglinner Sees treten mit demselben Streichen einige lange, schmale, steil abgeböschte Rücken von grandigen Sanden aus den Torfbrüchen hervor, die die ehemalige Ausdehnung des Kruglinner Sees bezeichnen und weiterhin in derselben Richtung einige kleine Durchragungen Unterer Thone, sodass durch diese fast genau parellel mit der Endmoräne verlaufende Bildungen eine etwas frühere kleine Rückzugsetappe des Eises bezeichnet wird.

Auf Blatt Kruglanken findet sich auch eine etwa 54 Fuss über dem jetzigen Spiegel des Kruglinner Sees gelegene diluviale Terrasse, die an vielen Stellen im SO. und N. gegen die älteren diluvialen Bildungen mit einem sehr deutlichen Steilrand abschneidet. Sehr interessant ist diese Terrasse südlich vom Dorfe Kruglinnen ausgebildet, wo sie stellenweise nur als Abrasionsfläche im Geschiebemergel auftritt, die mit einem sonst unerklärlichen Steilrand an das übrige coupirte Geschiebemergelplateau angrenzt und nur auf kleinen Strecken von meistens sehr wenig mächtigen Sanden bedeckt wird. Von dieser Terrasse erstrecken sich am Ostende des Dorfes Piezonken zwei kleine Hochthäler nach N. zur Endmoräne, deren westliches z. Th. von sehr groben, grandigen Sanden mit starker Geröllbestreuung ausgefüllt ist. An dieses westliche kleine Hochthal mit seiner ebenen Thalsohle schliesst sich in der Verlängerung nach NW. eine merkwürdige Rinne mit unregelmässigem Boden, die grossentheils durch den Geschiebemergel bis in die Unteren Sande durchgewaschen, mit sehr groben Sanden bis Granden und starker Geröllbestreuung ausgekleidet ist, und wahrscheinlich den Verlauf eines subglacialen Schmelzwasserabflusses andeutet, der sich in jedes Hochthal ergoss.

Auf den Blättern Lötzen und Steinort wurden im O. und S. des Mauersees ein 5—7 Meter über dem jetzigen Seespiegel liegende Terrasse nachgewiesen, deren Entstehung aber wohl schon in die Alluvialzeit gesetzt werden muss, da in den diese Terrasse

bildenden Sanden an verschiedenen Stellen kleine Wiesenkalklager nachgewiesen wurden. Diese Terrasse ist besonders schön ausgebildet auf der Landzunge zwischen Dargainen- und Haarzen See und am Ostrande des Dargainen-Sees, wo sie auf grosse Erstreckung hin mit einem hohen Steilrande gegen die diluvialen Bildungen abschneidet. Auch sie ist hier stellenweise als reine Abrasionsterrasse im Oberen Geschiebemergel ausgebildet, der vollständig horizontal und eben abgeschliffen ist, stellenweise eine dünne Moorerdebedeckung trägt, an anderer Stelle aber nur auf 2—3 Decimeter humificirt ist. Das feine Material dieses abradirten Geschiebemergels hat sich in den Vertiefungen sofort in Form von fetten, z. Th. ziemlich mächtigen Thonen niedergeschlagen, deren Auflagerung auf den Oberen Geschiebemergel man an den verschiedensten Stellen beobachten kann und durch die dieser auch noch in vereinzelten kleinen, oben flach geschliffenen Kuppen durchstösst.

Dieselben Tone in derselben Lagerung aber in viel geringerer Ausdehnung finden sich auch südlich vom Dorfe Gutten und östlich von Kl.-Wronnen. Auch unter den Sanden dieser Terrasse ist der Obere Geschiebemergel noch an den verschiedensten Stellen nachzuweisen; sie zeigen an diesen Stellen durch ihren Reichthum an groben Bestandtheilen und Geröllen, dass sie das directe Aufbereitungsproduct dieses Geschiebemergels sind, während sie überall sonst, wo sie durch Umlagerung Unterer Sande entstanden sind, sehr gleichkörnig und geschiebefrei sind. Ob diese den Mauersee umgebende Terrasse schon alluvial ist, worauf, wie bereits oben angedeutet, die kleinen Wiesenkalklager hinzudeuten scheinen, oder vielleicht doch noch diluvialen Alters, wird sich mit grösserer Sicherheit erst nach Kartirung der nördlichen Umrahmung des Mauer-Sees entscheiden lassen, d. h. der Gegend, durch die jetzt die Entwässerung des ganzen Gebietes erfolgt.

Endlich ist eine alluviale 7—12 Meter über dem jetzigen Seespiegel gelegene Terrasse auch am Südrande des Goldapgar-Sees nachgewiesen; auch sie enthält in sich ein kleines 0,15 bis 1,00 Meter mächtiges Wiesenkalklager eingeschaltet, besteht etwa zur Hälfte ihrer Ausdehnung aus mittelkörnigen Sanden, zur

andern Hälfte aus sandigen bis ziemlich groben Granden und schneidet grösstentheils mit einem hohen, sehr deutlichen Steilrand gegen die Endmoräne ab.

Von älteren als diluvialen Bildungen ist in dem untersuchten Gebiet nachgewiesen ein Punkt anstehender Senoner Kreide, 700 Meter nordwestlich vom Schlosse Steinort. Der Punkt war bereits im vorigen Jahr von Herrn SCHULTE gefunden; in diesem Jahre wurde durch eine Aufgrabung festgestellt, dass es sich hier thatsächlich um anstehendes Gestein handelt; es sind kieselige Mergel oder Kalke mit einer kleinen Einlagerung von sehr kalkigem Thon und zahlreichen Concretionen von sog. »todtem Kalk«. An Versteinerungen wurden darin ausser einem Bruchstück von wahrscheinlich *Belemnitella mucronata* noch einige Zweischaler sowie Schuppen und sonstige Reste von Fischen gefunden, die noch nicht näher bestimmt sind. Da westlich von diesem Punkte von Herrn KAUNHOWEN noch mehrere ähnliche Vorkommen aufgefunden sind, so soll nach Aufsammlung grösseren Materials eine gemeinsame Bearbeitung sämmtlicher Punkte von uns vorgenommen werden.

Dass Senone Kreide im Untergrund der Gegend verhältnissmässig flach auch sonst noch anstehen muss, beweisen die ausserordentlich zahlreichen Geschiebe von todtem Kalk, die in jedem Aufschluss der Oberen Grande festzustellen waren.

Ausserdem sind in zwei Tiefbohrungen in der Feste Boyen in 110—120 Meter Tiefe deutlich z. T. sogar ziemlich stark mit nordischem Material vermischte Quarzsande angetroffen.

Ob hier nun anstehendes Tertiär vorhanden ist, dessen Proben nur durch Nachfall beim Bohrverfahren verunreinigt sind, oder ob es sich um diluvial umgelagertes Tertiärmaterial handelt, lässt sich aus den Bohrproben nicht mit Sicherheit entscheiden; für die letztere Annahme spricht der Umstand, dass die Beimengungen nordischen Materials in den tiefsten Proben am stärksten sind.

Aehnliche fast aus reinen Quarzsanden mit nur geringen Beimengungen nordischen Materials bestehende Sande wurden auch in einem Aufschlusse bei Kallinowen ganz am Westrande des Blattes Lötzen beobachtet; jedenfalls beweisen diese Funde, dass

Tertiär im Untergrunde der Gegend vorhanden sein muss, wenn es auch in reinen, zweifellosen Ablagerungen nicht beobachtet werden konnte.

Paul Gustaf Krause: Bericht über die Ergebnisse der Aufnahmen auf Blatt Lötzen.

Die mir zur Kartirung übertragene Nordostecke des Blattes Lötzen erhält ihr bezeichnendes Gepräge durch das hindurchziehende Bogenstück einer Endmoräne, die aus WNW. kommend etwa südöstlich vom Dorfe Schwiddern in die nördliche Richtung umbiegt. Die eigenartige, von der typischen stark abweichende Entwicklung dieses Endmoränenstückes giebt sowohl dem landschaftlichen wie dem geologischen Bilde ein sehr wechselvolles Aussehen. Statt des sonst wallartigen, mehr oder weniger fest geschlossenen und begrenzten Höhenzuges tritt hier eine lose, buntwechselnde Aneinanderreihung von kleinen Rücken und Kuppen ein, die sich über einen Streifen bis zu 2 Kilometer Breite ausdehnen kann. Eine feste Abgrenzung der Endmoräne gegen das Vor- und Hinterland ist daher nicht überall möglich.

Der überwiegende Antheil an dem Aufbau der in Rede stehenden Oberflächenformen kommt dem Grand zu. Er bildet bald grössere, bald kleinere, rundliche Kuppen oder kürzere, längliche, in der Streichrichtung liegende Rücken und endlich einige grössere, zusammenhängende, wellige Flächen. Gemäss der Art seiner Entstehung wechselt seine Gesteinsbeschaffenheit von sandigem bis zu grobem Grand. Ein grösserer Aufschluss in der Grandkuppe unmittelbar am Dorfe Spiergsten, westlich der Angerburger Chaussee ist deswegen von Belang, weil er, entsprechend einer Schwankung des Gletscherendes, eine Einlagerung von Oberem Geschiebemergel in dem Grande zeigt.

Der Obere Geschiebemergel ist ebenfalls in Gestalt von kleineren Kuppen und Rücken an dem Aufbau der Endmoräne betheiligt. Der Obere Sand tritt fast immer nur in flacheren Formen als kleinere oder grössere Lappen und mit mehr oder weniger starker Bestreuung, selten in kleinen Kuppen auf.

Typische Blockpackung endlich findet sich fast ausschliess-

lich nur in dem zwischen der Landstrasse Spiergsten-Schwiddern und dem nördlichen Kartenrande gelegenen Theile des Gebietes und zwar mehr auf der Innenseite des Zuges. Es sind kleine Kuppen oder wenig hohe, kurze, steile Rücken zum Theil von modellartig schönem Gepräge. Nahe dem Nordrande des Kartenblattes treten stellenweis dann ziemlich zahlreiche, auf der Fläche des Oberen Geschiebemergels zerstreute Blöcke gewissermaassen vermittelnd an ihre Stelle und leiten zu der auf Blatt Gross-Steinort liegenden Fortsetzung des Endmoränenzuges hinüber.

Dieser unregelmässige, breit auseinandergezogene Aufbau der Endmoräne deutet auf ein Hin- und Herschwanken des Inlandeisrandes in hiesiger Gegend hin, wodurch der Aufbau eines einheitlichen, aus dem Gelände fest umgrenzt und dominirend heraustretenden Wallzuges unmöglich gemacht wurde. Demzufolge findet sich auch nirgends eine nennenswerthe Erhebung unter allen den Kuppen und Rücken.

Zahlreiche, kleine und grosse, heute fast ausnahmslos vertorfte Becken und Rinnen, die zum Theil noch jetzt in deutlich erkennbarem Zusammenhang stehen, haben die am Eisrande aufgehäuften Schuttwälle noch mehr zergliedert und zerstückelt.

Das Vorland von dem geschilderten Abschnitt der Endmoräne besteht fast ausschliesslich aus Oberem Geschiebemergel, der mit seiner »complicirten Grundmoränenlandschaft« seinerseits wieder das Hinterland eines nahe südlich davon bei Lötzen gelegenen anderen Endmoränenzuges bildet.

Das Hinterland unseres Spiergstener Bogens wird von einer grösseren Wasser- bezw. Torffläche eingenommen und im übrigen hauptsächlich vom Oberen Sand gebildet, der sich dadurch auszeichnet, dass flächenweis in ihm in seinen obersten Lagen thonige Einlagerungen auftreten.

Das Becken des Grossen Skars-Seees, so wie das unmittelbar nördlich von Schwiddern gelegene grosse Torfbruch sind wohl als Staubecken unserer Endmoräne aufzufassen. Ihr deutlich erkennbarer, früherer Zusammenhang mit dem Mauersee ist heute durch eine breite, vertorfte Fläche und einen davor aufgeworfenen Strandwall unterbunden. Eine rings um diese Becken zu ver-

folgende Terrasse von Sand oder grandigem Sand giebt von dem einstigen, höheren Wasserstande Zeugniss. Heute sind diese Wasseransammlungen durch Vertorfung, wie das grosse Bruch nördlich von Schwiddern, schon ganz verschwunden oder werden, wie der Grosse Skars-See, durch Fortschreiten dieses Vorganges in ihrem Bestande bedroht.

Die schmale Insel aus Oberem Sand bezw. Grand, welche als Riegel die beiden eben erwähnten Becken trennt, ist vielleicht vermöge ihrer günstigen Lage schon in prähistorischer Zeit besiedelt gewesen, wie einige Funde auf ihr (Feuersteinmesser), bezw. in dem Torfbruch vor ihr (Steinhammer) anzudeuten scheinen.

Im Lötzenschen Kisain-See (Südl. Mauersee) wurde von mir noch der nördliche Theil der Inseln nämlich Gurni, Gownitzka, Matt, Szille, Klein- und Gross-Kermusza und Dombowa kartirt.

Gurni enthält zwei Kerne von Oberem Geschiebemergel im W. und einen Rest einer alten Terrasse (Sand) im O. Zwischen diesen hat sich durch Vertorfung eine grössere Alluvialfläche gebildet.

Gownitzka besteht selbst zur Hälfte aus Oberem Geschiebemergel, zur Hälfte aus einem alten Terrassenrest.

Szille, Matt und eine dritte südlich davon gelegene, unbenannte, kleine Insel haben gleichmässig dieselbe gestreckte, schmale Form und bilden nur wenig über dem Wasserspiegel aufragende Riffe eines grandigen Sandes, der sich übrigens auch in dieser Form bei Klein-Kermusza findet und dort auf der Innenseite bereits zur Anlandung Veranlassung gegeben hat. Ueberhaupt ist das Gebiet zwischen den bisher genannten Inseln unter ihrem Wind- und Wellenschutz offenbar in einer lebhaften Verlandung begriffen, so dass stellenweise schon die Durchfahrt mit einem Kahn schwierig ist. Die Zunahme des Geröhrichts, das diesen Verlandungsvorgang sehr begünstigt, seit Aufnahme des Messtischblattes ist sehr augenfällig, und der ganze untiefe Seeboden ist hier von einem ziemlich tiefen, weichen, lockeren Schlamm bedeckt, der die auch früher bestehende Trennung von Klein- und Gross-Kermusza nahezu verwischt hat.

Das ebenfalls niedrige Gross-Kermusza baut sich im Wesentlichen auch aus grandigem Sand auf, der ein kleines Torfbecken, sowie ein solches von Thonmergel umschliesst.

Die durch tieferes Wasser hiervon getrennte, nördlichste Insel Dombowa besteht nur aus grandigem Sand.

PAUL GUSTAF KRAUSE: Bericht über die Ergebnisse der Aufnahme auf Blatt Aweyden.

Von dem auf der Höhe der ostpreussischen Seeenplatte gelegenen Messtischblatt Aweyden wurde mir das östliche Viertel zur geologischen Kartirung übertragen.

Das wichtigste Ergebniss der Aufnahme war die Auffindung eines Endmoränenzuges am Nordrande des Blattes. Da diese Endmoräne auch auf die Gestaltung des übrigen Gebietes der Karte einen bestimmenden Einfluss ausgeübt hat, so möge mit ihrer Schilderung begonnen werden.

Sie kommt aus der Richtung von Grabowen, also etwa W., setzt unmittelbar südlich vom Dorfe Krummendorf über die gleichnamige, langgestreckte Seerinne, bildet auf dem östlichen Ufer u. a. den sehr bezeichnenden Krummendorfer Haken und verläuft dann etwa in der Richtung ONO. zu O. über die Krummendorfer Dorfflur und durch den Brödiener Wald, um dann ganz auf Blatt Sensburg überzutreten. Hier zieht sie in der Richtung auf Wiersbau weiter und wendet sich dann auf Jakobsdorf zu.

Da in ihr das Gelände zu nicht unbeträchtlichen Erhebungen über die Umgebung ansteigt, so hebt sie sich auch aus dieser heraus. Allerdings vermisst man die scharf gegen das Vorland abgesetzte Ausbildung. Wohl bildet sie einen geschlossenen Höhenzug, doch ist die Schärfe der Form infolge ihrer Ausdehnung in die Breite nicht zur typischen Entwicklung gelangt. Da der nördliche Theil der Endmoräne schon von Krummendorf an auf dem anstossenden Blatte Sensburg liegt — hier hat sie übrigens die höchsten Erhebungen (663 Fuss über NN.) aufzuweisen — so lässt sich eine genaue Angabe der Breite erst machen, wenn auch dieser Antheil kartirt sein wird. Bezeichnend für die Oberflächengestaltung innerhalb dieses im Ganzen wallartigen Zuges ist ein

häufiger, schroffer Wechsel von Hoch und Tief. Zwischen steil geböschten Kuppen liegen tiefe, abflusslose, steilwandige, rundliche oder länglich schmale Kessel und Senken, die nur im westlichen Theile zur Ansammlung von Wasserflächen gedient haben in Uebereinstimmung mit der verschiedenen Gesteinsbeschaffenheit der die Endmoräne aufbauenden Bildungen.

Diese bestehen aus Oberem Sand, Oberem Geschiebemergel, Oberem Grand und Blockpackung. Die letztere spielt eine verhältnissmässig unbedeutende Rolle. Sie findet sich nämlich nur auf der Südflanke in einem schmalen, kurzen, etwa NO. streichenden Zuge. Er kommt von der westlichen Seite des Krummendorfer Sees, überquert diesen und veranlasst dadurch eine Verengerung der Rinne an dieser Stelle, wie er auch die Entstehung des Krummendorfer Hakens, einer nach N. vorspringenden und sich verbreiternden Halbinsel, bedingt.

Südlich von Krummendorf besteht die Blockpackung meist aus kleinen Kuppen, doch finden sich auch ein paar kleine Rücken davon vor. Am Brödiener Wald verschwindet sie ganz, um auf dem Blatte nicht wiederzukehren. Dafür tritt auf eine ganz kurze Strecke eine grobe Grand- und Geröllzone an ihre Stelle. Diese verliert sich dann aber ebenfalls. Sonst nimmt der Grand nur noch in einigen vereinzelten Kuppen hier an dem Aufbau Theil, während er an dem anstossenden südlichen Rand des Blattes Sensburg unweit westlich der Chaussee eine ziemliche Mächtigkeit erreicht.

Auch der Obere Geschiebemergel spielt als aufbauendes Element eine Rolle in der Endmoräne. Seine Verbreitung in derselben beschränkt sich allerdings im Bereiche des Blattes auf deren westlichen Theil. Hier bildet er unmittelbar in und um Krummendorf eine flach kuppige Oberfläche. Weiter östlich steigt er dagegen, wohl infolge von Aufpressung, in einzelnen Kuppen beträchtlich empor, verliert sich dann aber immer mehr unter der Bedeckung des Oberen Sandes, wenn er auch stellenweise von dem Bohrer noch erreicht wird.

Der Obere Sand bildet den Hauptbestandtheil des Endmoränenhöhenzuges und nimmt von W. nach O. allmählich an Masse zu,

sodass er im Brödiener Wald schliesslich ganz allein vorherrscht. Auch die höchsten Erhebungen im Endmoränengebiet werden von ihm gebildet. Er ist gewöhnlich als grandiger bis steiniger, ziemlich kalkreicher Sand entwickelt, der namentlich an der Westgrenze des Brödiener Waldes eine starke Bestreuung aufweist. Gegen das Vorland geht er allmählich in den räumlich wenig entwickelten Sandr über. Dieser gabelt sich in zwei Arme, von denen der östliche umfangreicher und typischer entwickelt ist als der westliche. Der östliche gehört schon zum Theil dem Blatt Peitschendorf an. Er geht unter Abnahme der Bestreuung und des gröberen Kornes in eine flache Landschaftsform über, in welcher der Obere Geschiebemergel an mehreren Punkten, obwohl er sich im Allgemeinen nach O. senkt, noch durchstösst.

Nicht weit südlich von der Wegkreuzung Glashütte-Chaussee und Brödienen-Peitschendorf trennt sich von dem Sandr eine schmale Zone von Sand und Grand ab, die in ziemlich gleichmässiger Breite in einem nach O. offenen Bogen verläuft, über die Nidaino Senke setzt und auf den Peitschendorfer Kirchhof zu weiterzieht. Hier schwenkt sie östlich auf Blatt Peitschendorf hinüber. Der Obere Grand bildet darin kleine Kuppen und Rücken, bisweilen auch wenig ausgedehnte, flache, deckenartige Partieen. Mit ihm wechselt der Obere Sand, der nur in flacheren, aber umfangreicheren Partieen auftritt, ab.

Einzelne kleine Senken, die sich in dem nördlich an den Nidaino anstossenden Stück zu einer flachen Rinne zusammensetzen, begleiten den Zug dieser Bildungen.

Es handelt sich hier möglicherweise wohl um eine subglaciale Ås-artige Bildung.

Der westliche, schmalere Arm des Sandr setzt über den Krummendorfer See an einer dadurch wohl bedingten Einschnürung dieses Beckens, zeigt aber diesseits noch ziemlich stark bewegte Oberflächenformen.

Der Sandr umfliesst gleichsam den höher gelegenen halbinselartigen Vorsprung der Oberen Geschiebemergel-Landschaft, die das ziemlich stark bewegte Hinterland einer auf dem südlich anstossenden Blatt Babienten verlaufenden Endmoräne bildet. Sie

ist von zahlreichen, grösseren und kleineren vertorften Becken und Senken erfüllt. Zum Theil haben diese noch jetzt einen Zusammenhang, zum Theil ihn wenigstens früher gehabt. So findet die Hauptrinne des Krummendorfer Seees, die aus einem Durchbruchsthor der Endmoräne entspringt, theils in dem auf Zatzkowen zu verlaufenden Torfbruch, theils in den östlich von Glashütte sich hinziehenden Brüchern, sowie in der ausgeprägten Rinne des jetzt entwässerten Nidaino Sees ihre Fortsetzung. Diese Rinnen liegen alle im Oberen Geschiebemergel.

Ein in dieser Geschiebemergellandschaft hervorstechender Zug ist eine stellenweise scharf in ihr ausgeprägte Geländestufe. Diese wird durch eine Kette an einander gereihter, hoher, nach O. steil geböschter Kuppen bezeichnet, die vom Nordrande des Geschiebemergelgebietes etwa halbwegs zwischen Glashütte und Brödienen in NNW.—SSO. Richtung bis zum grossen Brödiener Bruch zieht, im weiteren Verlaufe nach S. aber im kuppigen Gelände sich wieder verliert. Diese eigenthümliche Stufe verdankt wohl einer seitlichen Aufpressung durch den Druck des dagegengerichteten Eisrandes ihre Entstehung. Der Zusammenhang zwischen der höheren und der tieferen Geländestufe im Geschiebemergel ist übrigens durchaus einheitlich und durch nichts unterbrochen. Auch waren Durchragungen in dem fraglichen Gebiet nicht nachzuweisen.

A. Klautzsch: Bericht über die wissenschaftlichen Ergebnisse der Aufnahmen auf den Blättern Lötzen, Gr. Steinort und Aweyden im Jahre 1898.

Der mir zur geologischen Aufnahme übertragene Südosttheil des Blattes Lötzen stellt eine stark coupirte Hochfläche dar, die, wenn auch allmählich zu den Ufern des Löwentin-Sees sich senkend, doch bis hart an dessen Ufer heran ihren hügeligen Charakter beibehält. Geologisch erscheint das Gebiet als das einer typischen Grundmoränenlandschaft, unfern des alten Eisrandes gelegen. Die zugartige Anordnung der Grand- und Kiesanhäufungen in den Hügeln hart am Ostufer des Löwentin-Sees dürfte vielleicht eine

endmoränenartige Bildung darstellen. Eigenthümlich erscheinen in dem Grundmoränengebiet zwischen Lötzen und Sulimen parallel von N. nach S. ziehende Hügelreihen, aus Geschiebemergel bestehend und stellenweise einen Kern oder eine Durchragung Unteren Sandes erkennen lassend. Sie scheinen drumlinartigen Bildungen nicht unähnlich. Der Geschiebereichthum des Oberen Geschiebemergels ist ein mässiger, grössere Blöcke fehlen vollständig. Unter den Geschieben erscheinen neben sedimentären Bildungen vorwiegend silurischen oder devonischen Alters von Silikatgesteinen neben Gesteinen finnischer Herkunft besonders solche von den Alandsinseln, aber auch andere schwedischer Abstammung. Gelegentlich, aber nur local, finden sich in Kiesgruben Anhäufungen sogen. toten Kalkes aus der Oberen Kreide.

Auf Blatt Gr. Steinort erscheint dessen südöstlicher Theil als ein Endmoränengebiet. Die Endmoräne tritt dicht östlich hinter dem Dorf Pieczarken von dem südlich gelegenen Blatt Lötzen über und zieht in Form kleiner, schmaler wallartiger Grand- und Kiesanhäufungen oder kleiner Blockpackungen in einem nach NW. gekrümmten Bogen gegen O. hin und zeigt hier am Blattrande südlich der ersten, schon zu Possessern gehörigen Siedlung eine sich dreifach unmittelbar hinter einander wiederholende starke wallartige Erhebung bis zu 450—464 Fuss Höhe, das vorliegende Gelände (zwischen 400—412$^{1}/_{2}$ Fuss Höhe gelegen) weit überragend. Ebenso tief senken sich die zwischen den drei Wällen gelegenen Rinnen herab. Diese drei Rücken erscheinen vorwiegend als ein mit grösseren und kleineren Blöcken gespickter Geschiebemergel, der stellenweise zu völliger Blockpackung wird, doch fehlen auch nicht Grand- und Sandanhäufungen. In dem mittleren Wall erscheint eine steile Aufpressung Unteren Sandes, so dass Oberer Geschiebemergel und Unterer Sand fast mit senkrechten Wänden neben einander stehen. Das ganze um diesen Endmoränenzug liegende Gebiet erscheint als stark bewegte Grundmoränenlandschaft, das in seiner kuppenförmigen Ueberschüttung mit Oberem Sand und Grand, sowie in seiner sehr reichen Geschiebe- und Blockbestreuung schon die Nähe der Endmoräne er-

kennen lässt. Doch dürfte letztere wohl nur einem kurzen Stillstand des Eises ihre Entstehung verdanken, denn zur Ausbildung einer echten Endmoränenlandschaft ist es nicht gekommen.

Nach W. und N. hin fällt das Terrain schnell ab. Während es gen N. eine fast völlig ebene Sandfläche darstellt, die sich nach SW. hin senkt, fällt es nach W. von 400 – 412$^1/_2$ Fuss Höhe ziemlich schnell bis zu 300 — 312$^1/_2$ Fuss Höhe ab. In dieser Senke liegen die flachen Becken des Warniak- und Dgall-Sees, umgeben von Torf- und alluvialen Sandbildungen. Am Ostufer des Dgall-Sees an der Strasse Pieczarken-Possessern tritt an dem Steilabfall noch der Untere Sand hervor. Das Profil $\frac{\partial s}{\frac{\partial m}{ds}}$ erscheint zwar erst nach Aufgrabung und in einzelnen Wasserrissen, da der Obere Sand an dem Steilhang den sich auskeilenden Oberen Geschiebemergel übersandet hat.

Der westliche Theil der Osthälfte des Blattes Aweyden stellt sich topographisch als eine zwischen zwei tiefen, durch eine fortlaufende Seenreihe erfüllten Senken gelegene Hochfläche dar. Diese Rinnen verlaufen fast parallel von NNW. gegen SSO. und bilden alte, wohl von der letzten Vereisung gebildete Thäler, denn der Obere Geschiebemergel legt sich zum grössten Theil von den Rändern her in sie hinein. Die eine dieser Rinnen, die westlichere mit dem Cuino-See, dem Langendorfer-See, dem Weiss-See und dem Ganther-See, liegt weit tiefer in einer Höhe von 422 — 424 Fuss als die östlichere mit dem Krummendorfer-See (468 Fuss Höhe); diese findet ihre Fortsetzung in den Torfbrüchen südlich Glashütte und dem ehemaligen Nidaino-See bei Peitschendorf.

Die dazwischen liegende Hochfläche, in einer durchschnittlichen Höhe von 480—500 Fuss gelegen, erscheint vorwiegend als Grundmoränenlandschaft. Nur ganz vereinzelt und in geringer Ausdehnung erscheinen hier kleine Auflagerungen Oberen Sandes und Grandes oder Durchragungen Unteren Sandes resp. Grandes. Nach N. zu ändert sich die Landschaft, denn unweit Neu-Grabowen zieht vom Krummendorfer-See her von O. nach W. eine

Endmoräne in Form schmaler Hügel mit Blockpackung und überschüttet von Sand und Grand. Topographisch erhebt sie sich verhältnissmässig wenig aus dem Gelände. Ihr höchster Punkt südlich Neu-Grabowen liegt 556 Fuss hoch. Hinter ihr folgt nach N. zu wieder die Grundmoränenlandschaft, vor ihr südlich liegt der Sandr, der sich bis Langendorf hinzieht und zwischen eben diesem Dorf und Krummenort noch eine grössere Geschiebemergelinsel umschliesst.

Gegen den Südrand des Blattes hin nähert sich das vorherrschende Obere Geschiebemergelgebiet auch seinem Ende: zwischen Pruschinowen und Macharren wird die Geschiebemergeldecke immer dünner und lagert auf Unterem Sand auf, der sich dann unmittelbar jenseits der Blattgrenze auf Blatt Babienten aufgespresst in der Endmoräne zeigt[1]. Auch nach W. hin findet der Obere Geschiebemergel bald sein Ende, hier schliesst sich etwa längs einer von der Südspitze des Weiss-Sees nach Macharren hinziehenden Linie ein Sandgebiet an, das bis zu den Ufern des Ganther-Sees reicht und noch jenseits desselben sich weiter fortsetzt.

F. Kaunhowen: Wissenschaftliche Ergebnisse der Aufnahme auf Blatt Gross-Stürlack.

Die Oberflächenformen des Blattes Gross-Stürlack wechseln ausserordentlich. Auf der Osthälfte des Blattes liegen ausser mehreren kleineren Seeen zwei bedeutende Wasserflächen: Der Dobensche See und der langgestreckte Deiguhn-See; die westliche Hälfte gehört dagegen beinahe ganz dem festen Lande an, in das nur die äussersten Zipfel der genannten beiden Seeen einschneiden und im S. die kleinen Becken des Mertenheimer, Kerstinowski- und Verschmint-Sees eingesenkt sind. Während im NW. eine flachhügelige Geschiebemergel-Landschaft vorherrscht, zeichnet sich die Gegend um Mertenheim, Wossau, Cronau, Deiguhnen und Kühnort durch zahlreiche scharf umgrenzte und zu recht bedeutenden Höhen ansteigende Erhebungen aus, denen im Allgemeinen südlich wieder ein flachkuppiges, z. Th. sogar beinahe

---

[1] cf. F. Kaunhowen und L. Schulte, dieses Jahrbuch für 1896, S. XCVIII.

ebenes Gelände vorgelagert ist. Gegen S. wird dieses wiederum durch ein hochgelegenes, schnell zu bedeutenden Erhebungen (466 Fuss) zwischen Gross- und Klein-Stürlack ansteigendes Gebiet begrenzt.

Ihre Erklärung findet diese Oberflächenbeschaffenheit in dem Verlaufe der Endmoränen, deren die bisherige Untersuchung zwei hat erkennen lassen. Von der für das Blatt hauptsächlich in Betracht kommenden Endmoräne kann bisher allgemein nur gesagt werden, dass sie in der Gegend Mertenheim-Wossau bis an den Jlawki-See heran entwickelt ist, von letzterem nordwärts über Cronau nach Steinhof verläuft und dann südöstlich nach Kühnort abschwenkt. Ein zweiter Endmoränenzug tritt von S. her auf das Blatt und bildet im SW. von Klein-Stürlack die höchsten Erhebungen des ganzen Gebietes. Hier liegt eine mächtige Geschiebepackung, der im verflossenen Jahre mehrere hundert Kubikmeter Bau- und Pflastersteine entnommen wurden, ohne dass dadurch ihr Aussehen wesentlich verändert worden ist.

Genau untersucht konnte bisher nur das Bogenstück der ersten Endmoräne zwischen dem Jlawki-See und Cronau werden. Die Moräne bildet hier einen flachen nach O. convexen Bogen und zeigt eine recht wechselnde Ausbildung. Von der Eisenbahn nordwestlich des Jlawki-Seees zieht sich zum Chaussee-Knick an Höhe 405 im N. desselben ein stark übersandeter Schotterrücken hin, der nach innen, zur Grundmoräne, steil abfällt, nach aussen zu sich sanft abdacht. Dieser Schotterzug ist als Theilstück der Endmoräne aufzufassen; an ihn schliesst sich jenseits der Chaussee auf der Höhe 405 selbst mit mehr nördlichem Streichen eine Geschiebepackung an, auf die weiter ein steil gegen die Grundmoräne abfallender Grandrücken folgt. Weiter nördlich liegt eine mächtige Geschiebepackung, die schon theilweise durch starken Abbau ihre ursprüngliche Gestalt eingebüsst hat, auf 250 Schritt jedoch sich noch als flacher, etwa 2 Meter hoher Rücken aus dem Gelände heraushebt und z. Th. gegen das allgemeine Streichen gerichtet ist. Unmittelbar am Wege Gross-Stürlack-Wossau liegen an dem scharfen Knick desselben dicht hintereinander zwei Geschiebepackungen. Von hier aus bezeichnet den weiteren Verlauf

der Endmoräne bis über den Weg Cronau-Mertenheim ein hoher Rücken Geschiebe-reichen Sandes, dem grobe Grande eingelagert sind. Dieser Rücken fällt gleichfalls steil gegen die Grundmoräne ab und verflacht sich allmählich zum Sandr. Sehr mächtig entwickelt sind die Geschiebepackungen im W. und NW. des Dorfes Cronau, wo sie mindestens in zwei dicht hintereinander liegenden Staffeln auftreten und hohe, bis über 400 Fuss sich erhebende Kuppen und Rücken bilden. Trotzdem an einigen Stellen bei Cronau im vorigen Jahre ein recht erheblicher Abbau betrieben und etwa 1200 Kubikmeter Bau- und Pflastersteine gewonnen wurden, ist das Gesammtbild kaum verändert worden.

Der langgestreckte Deiguhn-See ist ein Theil der Abflussrinne, in welcher die Schmelzwasser nach Durchbrechung der Endmoräne zwischen Cronau und Partschwolla ihren Lauf nach SO. nahmen.

Vor der Endmoräne dehnte sich ursprünglich ein mächtiger Sandr aus, welcher den ganzen Raum zwischen der Endmoräne, dem Deiguhn-See und dem Südrand des Blattes einnahm und über den letzteren noch hinausging. Durch spätere, wesentlich in der Richtung Jlawki-See-Gross-Stürlack-Deiguhn-See wirkende Erosion wurde der Sandr aber zum grossen Theile zerstört und in zwei Partien geschieden, welche durch die breite zwischen Jlawki- und Deiguhn-See liegende, zum grossen Theile mit Alluvionen erfüllte Ebene getrennt werden. Die grössere, nördliche Sandr-Fläche liegt unmittelbar der Endmoräne vor und reicht in einzelnen grossen Lappen einerseits bis Crzybowen an den Deiguhn-See, andererseits bis an den Nordrand des grossen östlich vom Jlawki-See gelegenen Bruches. Die südliche, kleinere Partie des Sandrs besteht aus mehreren getrennt liegenden Sand-Vorkommen auf der südlichen grossen Fläche Oberen Geschiebemergels. Die Brücke zwischen beiden Sandr-Theilen bilden die Inseln von Oberem Sand und Grand, welche südlich und südwestlich von Gross-Stürlack z. Th. als scharf hervortretende Höhen aus der Alluvialebene emporragen.

In dem bisher untersuchten Gebiete treten die unterdiluvialen Bildungen (Spatsand, -grand und Thon) gegenüber den oberdiluvi-

alen stark zurück. Von letzteren tritt der Geschiebemergel in zwei grossen Flächen auf, welche durch den Sandr und das alluviale Sand- und alluvial umgearbeitete Thongebiet von einander geschieden sind: einmal hinter der Endmoräne über Cronau hinaus nach N. und NW. bis an den Nordrand des Blattes, wo er mit der Grundmoräne auf Blatt Rosengarten zusammenstösst; das andere Mal im O., SO. und S. von Gross-Stürlack bis über den Jlawki-See hinaus.

Der Obere Sand und Grand reichen bis zur 350 Fuss-Curve hinab. Ihr Reichthum an Geschieben nimmt mit der Entfernung von der Endmoräne ab.

Oberdiluvial dürfte auch der feinsandige Thon sein, welcher die ganze Fläche zwischen Crzybowen und Gross-Stürlack einnimmt und in einzelnen grösseren und kleineren Partien südlich des letzteren Ortes zwischen der Chaussee nach Rhein und dem Jlawki-See auftritt. Wie dieser Thon zum Oberen Geschiebemergel liegt, konnte nirgends festgestellt werden. An der einzigen Stelle im Dorfe Gross-Stürlack selber, wo eine kleine Partie Geschiebemergel direct an den Thon stösst, schneiden beide senkrecht gegen einander ab. Dass der Thon bei Crzybowen auf die Höhe hinaufzieht und hier von Oberem Sande überlagert wird, schliesst alluviales Alter aus. Das Fehlen jeder Störung in dem horizontal gelagerten, deutlich geschichteten Thone spricht andererseits gegen unterdiluviales Alter; denn gerade in diesem Endmoränengebiete würden Lagerungsstörungen der oberflächlichliegenden altdiluvialen Ablagerungen nicht ausgeblieben sein. Der Thon war späterer Einwirkung von stark fliessendem Wasser ausgesetzt; denn seine Oberfläche ist mit Sand und stellenweise bis zu 7 Decimeter mit Humus angereichert; auch liegen ganz vereinzelt an seiner Oberfläche bis kopfgrosse Geschiebe.

Der alluviale Sand bildet zwischen dem Jlawki- und Deiguhn-See und an den Ufern des letzteren eine ausgesprochene Terrasse, deren obere Grenze bei 350 Fuss liegt. Sie durchschneidet den Sandr zwischen Jlawki- und Deiguhn-See und dringt südlich von Cronau buchtenartig tief in denselben ein.

F. Kaunhowen: Wissenschaftliche Ergebnisse der Aufnahme von Blatt Rosengarten.

Seiner Oberflächengestalt nach zerfällt Blatt Rosengarten in zwei Theile, einen hochgelegenen, welcher die weitaus grösste Fläche einnimmt, und einen tiefer liegenden, bedeutend kleineren im Nordwesten. Die Grenze zwischen beiden liegt etwa bei 308 Fuss.

Der tiefgelegene kleinere Theil, welcher den Schülzer See (260′ Meereshöhe) und Ober-Teich (246′) enthält, gehört bereits zu der grossen Abdachung, welche sich in nordwestlicher Richtung bis an die Ostsee hinzieht. Die nördlich vom Serwiller Teich (260′) in die Hochfläche einschneidende Vertiefung gehört zu der Senke, in welcher auf dem nördlichen Nachbarblatte Drengfurt der Rehsauer See liegt.

Der grössere, höher gelegene Theil des Blattes stellt im Allgemeinen eine Hochfläche dar, welche sich scharf von der Niederung des Schülzer Sees abhebt, im Osten durch den Mauersee, im Südosten durch den Dobenschen- und Labab-See begrenzt wird und ausser den beiden Blausteiner Seeen und dem Masehner See im Süden und Osten eine sehr grosse Zahl z. Th. recht bedeutender, mit Torf erfüllter Senken enthält. Für den Mauersee und die mit ihm zusammenhängenden Gewässer bildet die Hochfläche den Damm gegen die Niederung. Wäre dieser Damm im Bereiche der Jagen 83, 84, 85 und 86 des Steinorter Forstes um etwa 10′ niedriger, so würde der 307′ hochgelegene Mauersee in den 221′ hochliegenden, nur $4^1/_2$ Kilometer entfernten Rehsauer See (Blatt Drengfurt) abfliessen. Quer durch die Hochfläche nach Nordwest verläuft vom Labab-See, östlich der Lababer Mühle, eine heute mit Alluvionen erfüllte Rinne, welche wohl subglacial angelegt, aber frühzeitig durch eine zwischen 325′ und 338′ liegende Sandbarre am Kirchhofe von Klein-Steinort gesperrt worden ist. Die ursprüngliche Verbindung dieser Rinne mit dem Serwiller Teich ist heute bei Serwillen unterbrochen.

Etwa in der Blattmitte steigt die Hochfläche zu einer ansehnlichen Bodenwelle an, als deren Basis die 350′-Kurve betrachtet

werden kann. Diese Bodenwelle streicht vom Westrande des Blattes über Klein-Blaustein, Schülzen C bis in den Belauf Südenort des Steinorter Forstes in westöstlicher Richtung, erfährt in der Gegend von Vorwerk Rosengarten eine schwache Biegung nach Süden und streicht in dieser neuen, ostsüdöstlichen Richtung bis über Labab hinaus.

Auf dieser Bodenanschwellung oder in deren unmittelbarer Umgebung liegt inmitten der für das ganze Blatt allgemeinen Decke von Geschiebemergel eine grosse Zone theils älterer, theils jüngerer Bildungen. Die ältesten derselben gehören dem Senon an und treten längs der Bodenwelle in einer Reihe von Punkten auf: am Südhang der Höhe 404′ östlich des Grossen Blausteiner Seees, je ein Punkt im Norden und Süden der Chaussee Rosengarten-Angerburg an der Grenze Rosengarten-Stawisken, ein vierter Punkt westlich vom Wege Labab-Stawisken. Ein fünfter Kreidepunkt liegt ganz ausserhalb dieser Reihe westlich von Kittlitz. Genau in der Verlängerung des Streichens der Bodenwelle und der oben genannten Reihe von Kreidevorkommen liegen die Kreide-Punkte bei Gross-Steinort auf dem gleichnamigen Blatte, welche von Dr. SCHULTE und Dr. GAGEL festgestellt und von letzterem eingehender untersucht worden sind. Aufgrabungen haben sowohl auf Blatt Gross-Steinort wie auf Rosengarten stattgefunden und bereits eine Anzahl von Petrefacten geliefert. Die Untersuchungen über diese Kreide-Vorkommen werden später nach Beschaffung weiteren Materiales von den Obengenannten und dem Verfasser veröffentlicht werden.

Häufiger und flächenhaft ausgedehnter sind die Durchragungen unterdiluvialer Bildungen innerhalb der Zone. In der Umgebung der Blausteiner Seeen liegt Unterer Thonmergel auf grosser Fläche unter einer dünnen Decke von Oberem Sand und wird dicht bei Klein-Blaustein an zwei Stellen noch von Geschiebemergel überlagert. Auf dem Gehänge zwischen dem Blausteiner Grossen Walde und der Fulz liegt Thonmergel theils frei zu Tage, theils unter einer Geschiebemergel-Decke. Zwischen Gross- und Klein-Blaustein, nördlich vom Grossen Blausteiner See und in der Umgebung von Schülzen C, Terra und Louisenhof tritt Unterer Sand in

z. Th. grossen Partieen unter einer Decke von Oberem Sand und Geschiebemergel auf.

Auch die Entwicklung der oberdiluvialen Ablagerungen ist im westlichen Theile der Zone eine mannigfaltigere, indem Oberer Sand und Thonmergel von der Westgrenze des Blattes bis an den Schülzer Wald mehrfach und in grossen zusammenhängenden Partieen auftreten und Oberer Grand an verschiedenen Punkten vorkommt. Im Blausteiner Grossen Walde wird der Obere Sand sehr geschiebereich und geht nach unten direct in den Geschiebemergel über. Weiter nach Osten wird die geologische Beschaffenheit des Rückens eine einförmige, indem der Geschiebemergel bis auf wenige kleine Punkte ausschliesslich vorherrscht.

Der Bodenwelle liegt im Süden mit genau parallelem Streichen eine grosse Senke vor, welche sich vom Westrande des Blattes über Dorf Gross-Blaustein, an Rosengarten vorbei zum Labab-See hinzieht und zum grössten Theile mit mächtigen Torfmassen erfüllt ist. Längs des Südrandes dieser Senke zieht sich ein mehrfach zerstückeltes, breites Band alluvialen Sandes hin. Der Geschiebemergel legt sich von Norden her in die Senke hinein, taucht an ihrem Südrande aus den alluvialen Sanden wieder hervor und zieht sich stellenweise an den südlichen Ufergehängen empor. Beim Dorfe Gross-Blaustein und östlich von Rosengarten erstreckt er sich als flache Barre quer durch die Senke, taucht im Wolfsbruch mehrfach inselartig hervor und schnürt beim Dorfe Rosengarten die grosse Bruchfläche stark zusammen.

Auf dem Südufer der grossen Senke erhebt sich das Gelände ebenfalls zu einem flachen, gegen den Nordrand an Höhe stark zurückstehenden (im höchsten Punkte südwestlich vom Masehner See nur 368′ erreichenden), vielfach unterbrochenen Rücken, welcher sich von dem Wege Rosengarten-Labab, an Rosengarten vorbei, über Langbrück, am Masehner See vorbei zum Westrande des Blattes zieht und von der grossen südlichen Geschiebemergel-Fläche meist durch bedeutende Torfbrüche oder mit alluvialem Sande erfüllte Senken getrennt wird. Auch diese Bodenwelle unterscheidet sich in ihrer geologischen Zusammensetzung von der grossen Fläche des Blattes: sie besteht oberflächlich meist aus

Sanden, die auf grossen Flächen von sehr mächtigen Granden unterlagert werden, und besitzt ebenfalls einen älteren, unterdiluvialen Kern, der jedoch nirgends zu Tage liegt, sondern meist erst in tieferen Aufschlüssen eingesehen werden kann. Am besten lässt sich dieser unterdiluviale Kern in dem Theilstücke der Bodenwelle zwischen Rosengarten und dem Plötzen-See erkennen. Im Dorfe Rosengarten selbst stösst der Untere Sand aut der Mühlenhöhe und nördlich der Kirche innerhalb des Geschiebemergels bis nahe an die Oberfläche durch. Am Südrande des Dorfes fällt der Geschiebemergel unter einen groben, schotterartigen Grand ein und keilt sich schliesslich ganz aus, so dass in der Kiesgrube zwischen dem Kirchhofe und dem Wege nach Labab dieser Grand direct auf unterdiluvialen Bildungen lagert. Der obere, schotterartige Grand besteht aus einer Anhäufung kleiner, sehr selten bis kopfgrosser Geschiebe, in welcher die Einlagerung dünner Sandbänkchen eine horizontale Schichtung erkennen lässt, und liegt discordant auf einem sandigen Grande, dessen Schichten steil aufgerichtet sind. Der obere Grand fällt ganz schwach nach Norden ein (auf 100 Meter ca. 2 Meter) und ist ausgezeichnet durch zahlreiche Thongerölle. Dieselben sind sehr schön abgerollt, aussen mit einer sandig-grandigen Kruste umgeben und bestehen aus einem fetten, rothbraunen, kalkhaltigen Thone, ganz ähnlich demjenigen, welcher zwischen Stobben und Pristanien am Ufer des Mauersees und am Nordufer der Fulz ansteht. Die Lagerungsverhältnisse in der Grube dürften dahin zu deuten sein, dass der obenliegende, schotterartige Grand als oberdiluvial anzusprechen ist, die darunter liegenden Schichten als unterdiluvial. Sie bilden den ausserordentlich gestörten, älteren Kern dieses Abschnittes der Bodenwelle. Der unterdiluviale Kern ist noch am Wege Rosengarten-Pilwe an zwei Punkten und an der Chaussee im Westen von Rosengarten nachweisbar.

Jenseits der westlich von Rosengarten liegenden Bruchflächen setzt sich der Rücken in dem niedrigen Höhenzuge fort, welcher im S. der Chaussee bis Langbrück verläuft und in der einzelnen Höhe (334′) westlich dieses Gutes endigt. Im östlichen Theile zieht sich Geschiebemergel von N. und S. an den Gehängen des

Rückens empor und taucht gegen die Höhe zu unter die Sande hinab, welche dadurch ausgezeichnet sind, dass sie beinahe überall von Thonbänkchen durchschwärmt werden, deren Mächtigkeit meist wenige Decimeter beträgt, stellenweise jedoch, flächenhaft aber nur ganz beschränkt, bis auf 1 Meter und mehr steigen kann. Auf das Vorkommen dieser Thonbänkchen gründet sich die Fruchtbarkeit des zwischen Rosengarten und Langbrück liegenden Ackers.

Westlich der Höhe 334' zieht sich vom ehemaligen Faulen See eine tiefe mit Torf erfüllte Senke nach S. und greift mit mehreren Buchten in die davor liegende ∂m-Fläche hinein. Jenseits dieser Bruchflächen bilden die Sand- und Grand-Vorkommen längs der Chaussee in der Umgebung des Masehner Kirchhofes und auf den Höhen im W. des Masehner Seees die Fortsetzung des Rosengarten-Langbrücker Zuges. Auf den Höhen im W. des Masehner Seees überlagern grobe Grande einen älteren sandigen Kern, in der Umgebung des Masehner Kirchhofes den ∂m, und werden ihrerseits wieder von theilweise thonstreifigen Sanden verdeckt. Mit demselben Streichen setzt sich diese ganze Zone auf das westliche Nachbarblatt Wehlack fort, wo unmittelbar an der Chaussee Rosengarten-Rastenburg in einer ca. 500 Schritt von der Blattgrenze gelegenen grossen Kiesgrube ein sandiger Grand von einem groben Grande mit Thongeröllen überlagert wird.

Die grosse Geschiebemergel-Fläche, welche sich südlich der eben geschilderten Zone ausdehnt, reicht bis an die grossen über das Blatt Gross-Stürlack verlaufenden Endmoränenzüge heran.

Wir haben es bei diesen um die grosse Blaustein-Rosengartener Senke sich gruppirenden Vorkommen entschieden mit zusammenhängenden Erscheinungen zu thun: Quer über die Mitte des ganz im Bereiche der Grundmoräne liegenden Blattes verläuft senkrecht zu der allgemeinen Bewegungsrichtung des Eises eine hohe Bodenwelle, auf welcher die Geschiebemergel-Decke durch eine Reihe älterer Gebirgskuppen und durch grössere Durchragungen unterdiluvialer Bildungen unterbrochen und von oberdiluvialen Ablagerungen verdeckt wird; diesem Rücken liegt genau parallel eine tiefe und breite Senke vor, und dieser Senke wieder-

um eine niedrigere, im Gelände nicht so scharf wie die nördliche hervortretende Bodenwelle, die ebenfalls aus einem stark gestörten älteren Kern und ihn verhüllenden von der Grundmoräne verschiedenen Bildungen besteht. Wir dürften es hier mit einer quer über das Blatt von W. nach O. streichenden Grabenbildung zu thun haben. Der Graben wird durch die über Blaustein und Rosengarten verlaufende Senke und den in ihrer Verlängerung liegenden Labab-See angedeutet; den nördlichen Grabenrand bildet die über Klein-Blaustein, Schülzen C, Belauf Südenort, Labab verlaufende hohe Bodenwelle, welche, nach O. sich verflachend, ihre Fortsetzung in der Gross-Steinorter Halbinsel (Blatt Gross-Steinort) hat; den südlichen Grabenrand bildet die vom Westrande über Langbrück bis südöstlich von Rosengarten streichende niedrige, nach O. ebenfalls sich senkende Bodenwelle. Das aus dem Tieflande heranrückende Eis fand Widerstand an dem alten Gebirgskern, staute sich dagegen und verursachte die Emporpressungen der unterdiluvialen Ablagerungen, die so auf dem höchsten Teile des ganzen Gebietes zu liegen kamen. Alsdann überschritt das Eis das Hinderniss und stieg in den davorliegenden Graben hinab. Beim Ueberschreiten des südlichen Grabenrandes fanden ähnliche Aufpressungen statt, und erst nach Ueberwindung dieses letzten Hindernisses gelangte das Eis in ein Gebiet, wo es wieder zur Bildung einer echten Grundmoräne, des ∂m, kommen konnte.

Eine auffallende Erscheinung sind die ausschliesslich auf die nördliche Blatthälfte beschränkten, in einem gewissen Verhältnisse zu dem tiefer gelegenen Gebiete im NW. stehenden, meist von der Grundmoräne sich scharf abhebenden Kuppen und Rücken, welche häufig einen übersandeten Grandkern besitzen, zuweilen kleine Geschiebepackungen tragen und öfters kleinere oder grössere Thonschollen umschliessen. Dieselben gruppiren sich annähernd zu zwei Zügen: einem inneren, der die Niederung des Ober-Teiches und Schülzer Seees umgiebt, und einem äusseren, der vom Südrande der nördlichen Senke (nördlich von Jagen 33, 43, 54 des Steinorter Forstes) bis in den Belauf Südenort sich hinzieht und hier auf den nördlichen Grabenrand stösst. Wenn auch

an der heutigen auffallenden Form dieser Kuppen und Rücken die Erosion grossen Antheil hat, welcher ihr meist grandiger Kern Widerstand geleistet hat, so ist ihre ursprüngliche Anlage doch sicher auf Aufpressungen zurückzuführen. Der Eisrand muss in der Umgebung des Schülzer und der Rehsauer Seees kurze Zeit gelegen und kleine Oscillationen ausgeführt haben, wodurch schon früher in Mitleidenschaft gezogene unterdiluviale, als auch oberdiluviale Ablagerungen eine letzte Störung erlitten. Zur Bildung einer ausgesprochenen Endmoräne konnte es in der kurzen Zeit des dortigen Stillstandes nicht mehr kommen, sondern es blieb bei den vereinzelten, allerdings endmoräneartigen Erscheinungen. Zu dem inneren Zuge gehören der Iben- und Jäger-Berg, die Höhen am Wege nach Serwillen am Ostufer des Oberteiches, der Kibitz- und Kalken-Berg, die Kuppen um Gross-Schülzen und die Kuppen und Hügel im N. und W. von Salzbach.

Der äussere Zug beginnt mit einer Kuppe Oberen Grandes im Jagen 53 des Steinorter Forstes unweit des Nordrandes des Blattes; dann folgt die grosse Höhe in den Jagen 43 und 33, welche im Wesentlichen einen Kern aus feinem Unteren Sande besitzt, über dem eine oberdiluviale Decke liegt. Zu dem Zuge gehören ferner die Höhen östlich und südöstlich des Serwiller Teiches. Die weitere Fortsetzung des Zuges nach S. bildet der sich aus seiner Umgebung scharf heraushebende Rücken zwischen Jungfern- und Kartoffelberg in Jagen 19, 18, 15. Im Wesentlichen besteht der Rücken aus Oberem Sande, unter welchem der Obere Geschiebemergel öfters nachgewiesen wird; der Jungfernberg ist eine überaus steile Kuppe groben Grandes. Weiter nach W. liegt in Jagen 15 eine grössere Höhe, deren ∂s auf der Kuppe eine Thonpartie und am Osthange eine Einlagerung von Grand enthält. Der ∂s der langgestreckten, breiten Höhe in Jagen 12 enthält an zwei Stellen kleine Blockpackungen und überlagert mehrfach einen groben Grand. Diese Höhe schliesst sich bereits dem nördlichen Grabenrande an. Am Südrande des Schülzer Waldes liegen mehrere niedrige Grandkuppen, und es erstreckt sich von hier aus, z. Th. längs des Weges nach Rosengarten, eine Reihe

von Grandvorkommen das Gehänge hinab bis zur Fulz, ohne sich im Gelände irgendwie herauszuheben.

Zwischen dem äusseren und inneren Zuge treten Aufpressungen unterdiluvialer Ablagerungen und Stauchungen oberdiluvialer noch an zahlreichen Punkten auf, gleichfalls meistens in Gestalt kleiner sich scharf aus der Grundmoräne heraushebender Kuppen. Am Südufer des Serwiller Teiches z. B. ragt steil aus dem ∂m eine ds-Kuppe hervor und ist durch eine 5 Meter tiefe Grube aufgeschlossen. Die Schichten fallen unter 30^{0} nach SO. ein. An der Oberfläche liegen zahlreiche grosse Geschiebe; dem Sande legt sich nach dem See zu ein schotterartiger Grand an mit sehr zahlreichen grossen Geschieben. Am Serwiller Kirchhof liegt eine Scholle Unteren Thones, deren Ränder über den Oberen Geschiebemergel gequollen sind.

Personal-Verhältnisse
bei der Königl. Preuss. geologischen Landesanstalt und Bergakademie am 1. December 1898.

Kuratorium.

1. Freund, Oberberghauptmann, Director der Abtheilung für das Berg-, Hütten- und Salinenwesen im Ministerium für Handel und Gewerbe.
2. Dr. Rammelsberg, Professor, Geheimer Regierungsrath.
3. W. Hauchecorne, Dr. phil., Geheimer Oberbergrath.

Vorstand.

W. Hauchecorne, Dr. phil., Geheimer Oberbergrath, Director der Gesammtanstalt.

Bei der geologischen Landesaufnahme.

A. Landesgeologen.

1. G. Berendt, Dr. phil., Geheimer Bergrath, ausserordentl. Professor an der Universität, mit der speciellen Leitung der Flachlandsaufnahmen beauftragt.
2. H. Grebe in Trier.
3. H. Loretz, Dr. phil.
4. F. Wahnschaffe, Dr. phil., Professor, Privatdocent an der Universität, zugleich Lehrer der Geologie bei der Bergakademie.
5. E. Dathe, Dr. phil.
6. K. Keilhack, Dr. phil.
7. Th. Ebert, Dr. phil., Professor, zugleich beauftragt mit Abhaltung palaeontologischer Repetitorien und Uebungen bei der Bergakademie.

8. M. Koch, Dr. phil., Professor, zugleich beauftragt mit Vorträgen über Petrographie und mikroskopische Physiographie der Mineralien bei der Bergakademie.
9. H. Schroeder, Dr. phil.

B. Bezirksgeologen.

1. E. Zimmermann, Dr. phil.
2. A. Leppla, Dr. phil.
3. L. Beushausen, Dr. phil.
4. G. Müller, Dr. phil.
5. H. Potonié, Dr. phil., zugleich beauftragt mit Vorträgen über Pflanzenversteinerungskunde bei der Bergakademie.
6. A. Denckmann, Dr. phil.

C. Hülfsgeologen.

1. A. Jentzsch, Dr. phil., Professor, Privatdocent an der Universität in Königsberg i. Pr.
2. R. Klebs, Dr. phil., Professor, in Königsberg i. Pr.
3. C. Gagel, Dr. phil.
4. O. Zeise, Dr. phil.
5. B. Kühn, Dr. phil.
6. L. Schulte, Dr. phil.
7. G. Krusch, Dr. phil.
8. F. Kaunhowen, Dr. phil.
9. M. Schmidt, Dr. phil.
10. R. Michael, Dr. phil.
11. G. Maas, Dr. phil.
12. J. Korn, Dr. phil.
13. W. Wolff, Dr. phil.
14. O. von Linstow, Dr. phil.
15. H. Klautzch, Dr. phil.
16. G. Krause, Dr. phil.
17. H. Monke, Dr. phil.
18. W. Weissermel, Dr. phil.
19. W. Koert, Dr. phil.

D. Assistenten.

W. Wunstorf, Assistent an den mineralogischen Sammlungen.

E. Nicht angestellte Mitarbeiter.

1. K. von Fritsch, Dr. phil., Geheimer Regierungsrath, ordentl. Professor an der Universität in Halle a. S.
2. A. von Koenen, Dr. phil., Geheimer Bergrath, ordentl. Professor an der Universität in Göttingen.
3. E. Kayser, Dr. phil., ordentl. Professor an der Universität in Marburg.
4. H. Bücking, Dr. phil., ordentl. Professor an der Universität in Strassburg i. E.
5. H. Gruner, Dr. phil., Professor an der landwirthschaftlichen Hochschule in Berlin.
6. E. Holzapfel, Dr. phil., Professor an der technischen Hochschule in Aachen.
7. W. Frantzen, Bergrath in Meiningen.
8. F. Klockmann, Dr. phil., Professor an der technischen Hochschule in Aachen.
9. E. von Seyfried, Major a. D. in Strassburg i. E.

F. Vorsteher des Zeichnerbüreaus für die Flachlandsaufnahmen.

Th. Wölfer, Dr. phil., Kulturtechniker.

Bei der Bergakademie.

A. Lehrer.

1. R. Finkener, Dr. phil., Geheimer Bergrath, Professor, Lehrer der Chemie, Vorsteher des Laboratoriums für Mineralanalyse.
2. H. Wedding, Dr. phil., Professor, Geheimer Bergrath, Lehrer der Eisenhüttenkunde und Eisenprobirkunst.
3. A. Hörmann, Professor, Lehrer der Mechanik, der Maschinenlehre und der metallurgischen Technologie.
4. A. Schneider, Professor, Lehrer der Markscheide- und Messkunst.

5. F. Beyschlag, Dr. phil., Professor, Lehrer der Geognosie und Lagerstättenlehre, mit der speciellen Leitung der Gebirgslandsaufnahmen beauftragt.
6. G. Franke, Professor, Lehrer der Bergbau-, Salinen- und Aufbereitungskunde.
7. R. Scheibe, Dr. phil., Professor, Lehrer der Mineralogie, zugleich betheiligt bei den geologischen Aufnahmearbeiten in Thüringen.
8. F. Kötter, Dr. phil., Professor, Lehrer der höheren Mathematik.
9. O. Pufahl, Dr. phil., Professor, Lehrer der Allgemeinen und Metall-Hüttenkunde, Allgemeinen und Löthrohr-Probirkunst, chemischen Technologie und technischen Gasanalyse.

(1 — 9 etatsmässig angestellt.)

10. A. Eskens, Geheimer Oberbergrath, Lehrer des Bergrechts.
11. G. Brelow, Regierungsrath, Lehrer der darstellenden Geometrie, des Zeichnens und Construirens.

(10 — 12 nicht etatsmässig angestellt.)

12. Budde, Professor, Lehrer der Electrotechnik.

B. Chemiker.

1. H. Wölbling, erster Assistent in dem Laboratorium für Mineralanalyse.
2. R. Heilbrun, Dr. phil., zweiter Assistent daselbst.
3. C. Krug, Assistent im Probirlaboratorium.
4. R. Gans, Dr. phil.,
5. K. Klüss, Dr. phil.,
6. A. Lindner, Dr. phil.,

} für Analysen im Interesse der Landesuntersuchung.

Bei der Chemisch-technischen Versuchsanstalt.

Director: Finkener, Professor, Dr., s. o.

Chemiker:

1. J. Rothe (erster Chemiker und Stellvertreter des Directors),
2. Th. Fischer, Dr. phil.,
3. K. Haack, Dr. phil.,
4. C. Virchow, Dr. phil.,
5. R. Wache, Dr. phil.,
6. A. Franz,
7. C. Radau, Dr. phil.

Bibliothek.

Vorstand: HAUCHECORNE, s. o.
Bibliothekar: O. EBERDT, Dr. phil.

Verwaltung.

1. R. WERNICKE, Rechnungsrath, Secretär und Rendant.
2. E. OHMANN, Zeichner.
3. H. BRUCHMÜLLER, Rechnungsrath, Secretär und Kalkulator.
4. W. PÜTZ, Zeichner.
5. K. BOENECKE, Secretär, Verwalter des Kartenarchivs.
6. W. BOTTMER, Secretär und Registrator.
7. M. PÜTZ, Zeichner.

Kanzlei.

W. BERGLEIN, Kanzlist.



II.

Abhandlungen

von

Mitarbeitern
der Königlichen geologischen Landesanstalt.



Die Tertiärablagerungen im Reinhardswalde bei Cassel.

Von Herrn **Otto von Linstow** in Berlin.

(Hierzu Tafel I.)

Die Tertiärbildungen des Gebietes zwischen dem Mainzer Becken und dem eigentlichen norddeutschen Tertiärgebirge sind wiederholt Gegenstand einzelner Untersuchungen gewesen.

Zuerst zeigte BEYRICH [1]), dass Rupelthon, oder wie er ihn nannte, »Septarienthon« einen ausgezeichnet constanten Horizont durch ganz Deutschland und Belgien bildete, dass er überlagert wird von den oberoligocänen, marinen (Casseler) Sanden, deren Fauna schon früher PHILIPPI beschrieben hatte, dass er dagegen selbst über den Braunkohlen von Aebtissinhagen bei Kaufungen liegt. Für gleichalterig mit diesen Kohlen wurden dann im Allgemeinen die übrigen Kohlenablagerungen in der weiteren Umgegend von Cassel gehalten.

In seiner Arbeit über die Tertiärbildungen südlich von Cassel führte VON KOENEN [2]) aus, dass über dem marinen Oberoligocän mächtige Quarzsande mit Quarzitlagen folgen, dass über diesen dann wieder Braunkohlen liegen, und zwar gerade diejenigen, welche von Basalt überlagert werden.

---

[1]) BEYRICH, Ueber die Stellung der hessischen Tertiärbildungen. (Monatsber. d. Königl. Akad. d. Wissensch. Berlin 1854.)

[2]) v. KOENEN, Ueber das Alter und die Gliederung der Tertiärbildungen zwischen Guntershausen und Marburg. Rectoratsprogramm von Marburg.

Auf Grund dieser Untersuchungen haben dann Ebert[1]) für die weitere Umgebung von Cassel, Bodenbender[2]) für die Gegend südlich von Marburg, Graul[3]) für den Solling und Stremme[4]) für die Gegend zwischen Cassel und Detmold eine Reihe von wichtigen Beiträgen geliefert. Dass die Kohlen am Möncheberg bei Cassel und die Eisensteine und Kohlen bei Hohenkirchen nördlich von Cassel unter dem Rupelthon liegen, zeigte noch von Koenen[5]), Beyschlag[6]) führte dagegen aus, dass es für die Braunkohlenablagerungen der Söhre und des Habichtwaldes an sicheren Lagerungsbeziehungen fehle, sodass er nach den bisher in der Umgebung von Cassel gemachten Beobachtungen zu der Vorstellung hinneige, dass die sämmtlichen in dieser Gegend verbreiteten braunkohlenführenden Süsswasserablagerungen gleichen und zwar unteroligocänen Alters seien; in neuerer Zeit scheint er indessen von dieser Ansicht zurückgekommen zu sein. Endlich hatte von Koenen[7]) gefunden, dass in den fossilarmen Sanden mit Quarzitlagen und Geröllen am Hohenhagen bei Göttingen auch Gerölle von marinem Oberoligocän sowie von Muschelkalk und Kieselschiefer vorkommen, welche letzteren aus dem Eddergebiet, also dem Rheinischen Schiefergebirge herrühren dürften. Diese Sande sind daher vom Oligocän zu trennen und in das Miocän zu stellen. Nach einer mündlichen Mittheilung hält er es jetzt für möglich, dass auch die Gerölle, welche auf dem Möncheberg bei Cassel auf der erodirten Oberfläche des Rupelthones, beziehungs-

[1]) Ebert, Die tertiären Ablagerungen der Umgegend von Cassel. (Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. 1882.)

[2]) Bodenbender, Ueber den Zusammenhang und die Gliederung der Tertiärbildungen zwischen Frankfurt a/M. und Marburg-Ziegenhain. (Inaug.-Dissertation Göttingen 1884.)

[3]) Graul, Die tertiären Ablagerungen des Sollings. (Inaug.-Dissertation Göttingen 1885.)

[4]) Stremme, Beitrag zur Kenntniss der tertiären Ablagerungen zwischen Cassel und Detmold u. s. w. (Zeitschr. d. Deutsch. geol Ges. Bd. 40, S. 310.)

[5]) v. Koenen, Ueber die ältesten und jüngsten Tertiärbildungen bei Cassel. Nachrichten von der Königl. Gesellschaft der Wissenschaften 1887, No. 7.

[6]) Beyschlag, Dieses Jahrbuch für 1889, S. LXXV.

[7]) v. Koenen, Ueber die Casseler Tertiärbildungen. Neues Jahrbuch für Mineralogie 1892, S. 162.

weise der Braunkohlen liegen, gleichaltrig sind mit den versteinerungsleeren Sanden mit Geröllen und Quarziten und vielleicht auch mit den sogenannten *Corbicula*-Schichten des Mainzer Beckens, also wohl dem unteren Miocän angehören. Die Braunkohlenbildungen selbst würden daher in das mittlere, vielleicht auch noch in das obere Miocän zu stellen sein, während das Pliocän im grössten Theile von Deutschland lediglich durch fluviatile Bildungen vertreten ist. Jedenfalls ist die Annahme von DOLLFUS [1]) nicht zutreffend, dass das belgische Miocän-Meer mit dem Wiener Becken längs des Harzes einen directen Zusammenhang gehabt hätte, da, wie schon BEYRICH und später v. KOENEN hervorhoben, nicht nur marine miocäne Bildungen dort fehlen, sondern sogar an deren Stelle vielfach Süsswasserbildungen auftreten.

Wir haben somit folgende Schichtenfolge für die weitere Umgebung von Cassel:

Fluviatiles Pliocän.

Miocän {
- Oberer Basalt,
- Obere Braunkohlenbildungen,
- Basalte und Basalttuffe,
- Mittlere Braunkohlenbildungen,
- Fossilarme Sande mit Geröllen und Quarzitlagen.

Marines Oberoligocän,
Rupelthon und schwarze Sande,
Aeltere Braunkohlenbildungen und Eisensteine von Hohenkirchen.

Ob diese älteren Braunkohlenbildungen dem Unteroligocän oder noch dem Eocän zuzurechnen sind, ist eine Frage, welche bei dem Mangel an Fossilien vorläufig noch zweifelhaft bleiben muss.

Am wenigsten klargestellt ist die besonders mächtige Schichtenfolge am Hirschberg bei Gross-Almerode, da ein wesentlicher Theil dieser Schichten nicht aufgeschlossen ist, namentlich aber marine Bildungen überhaupt nicht bekannt sind, welche allein eine sichere Parallelisirung mit den übrigen Braunkohlenbildungen dieser Gegend ermöglichen würden.

---

[1]) DOLLFUS, Vergl. Referat im Neuen Jahrbuch für Mineralogie 1896, II, S. 147.

Stremme hatte in seiner erwähnten Arbeit auch die Tertiärbildungen der Gegend westlich und nordwestlich von Münden behandelt. Neuere Aufschlüsse und Schurfarbeiten boten mir jetzt die Gelegenheit, einen Beitrag zur näheren Kenntniss dieses Gebietes zu geben, welches namentlich den Reinhardswald und seinen südlichen und westlichen Fuss umfasst.

Der Reinhardswald westlich und nordwestlich von Münden wird durch die Weser von dem übrigens stratigraphisch und tektonisch ganz ähnlichen Bramwald und dem nördlich folgenden, von Graul untersuchten Solling getrennt. Wir finden hier überall ausgedehnte Hochflächen, welche durch eine Reihe tief eingeschnittener Schluchten und Thäler zerrissen sind und sich bis 300 Meter über die Flussthäler erheben. So hat der Reinhardswald durchschnittlich eine Meereshöhe von etwa 350—400 Meter, während die Weser am Zusammenfluss der Werra und Fulda 106 Meter über dem Meere liegt. Auf den Hochflächen erheben sich eine Reihe von vereinzelten Kegeln und Kuppen, auf dem Reinhardswald namentlich der Staufenberg bis zu 468 Meter und der Gahrenberg bis zu 464 Meter.

Der Reinhardswald besteht im Wesentlichen aus Buntsandstein, von welchem nur die mittlere Abtheilung, der mittlere oder sogenannte grobkörnige Sandstein zu Tage tritt. Die Mächtigkeit desselben hat sich nach einer gütigen Mittheilung des Herrn v. Koenen in einem Bohrloche bei Dransfeld auf etwas über 260 Meter ergeben. Er liegt grösstentheils flach geneigt und zeigt vielfach dasselbe Einfallen wie die Tagesoberfläche. Der Haupttheil des mittleren Buntsandsteins besteht aus einem vielfachen Wechsel von meist dünnschichtigen, mürben oder auch thonigen Sandsteinen und Schieferthonen, welche leicht zerfallen und deshalb selten anstehend zu beobachten sind. Der obere Theil dagegen, die »Bausandsteinzone«, enthält rothe und graue Sandsteine in zum Theil mehrere Meter mächtigen Bänken, welche durch Schieferthone von einander getrennt werden und durch Auslaugung des Eisengehaltes oft entfärbt sind. Diese Bausandsteine sind es namentlich, welche den Untergrund der Hochfläche bilden und vielfach in Steinbrüchen ausgebeutet werden, so z. B. südlich vom

Staufenküppel bei Münden, nördlich von Knickhagen, südlich von Holzhausen und auf dem Wege vom Ahlberg nach Immenhausen.

Die Hochfläche des Reinhardswaldes mit ihrem sandigen Untergrund ist grösstentheils sehr trocken, indessen sind an einer Reihe von Stellen die Zersetzungsproducte des Sandsteins schwimmsandartig, wenig durchlässig und bedingen dann moorige Flächen, namentlich westlich des »Schwarzehohl«, sowie südöstlich vom Gahrenberg und südlich von Sababurg.

Quellen fehlen in dem ganzen Gebiete fast ganz und selbst in den Schluchten und Thälern finden sich Wasserläufe wenigstens in ihrem oberen Theile gewöhnlich nur nach stärkeren Niederschlägen.

Quellen, über thonigen Schichten entspringend, haben in der Regel nur eine untergeordnete Bedeutung. Die verschiedenen Verwerfungs-Spalten und andere Klüfte scheinen im Wesentlichen das Wasser bis zur Thalsohle hinab und dem nächsten Fluss oder Bach zuzuführen.

Die Thäler und Schluchten im Buntsandstein verdanken ihre jetzige Gestalt hauptsächlich der Erosion, es lässt sich aber für viele von ihnen nachweisen, dass die erste Veranlassung zu ihrer Entstehung Spalten und Verwerfungen gewesen sind. So sehen wir im Schwarzehohl und im Osterbachthal bei Holzhausen Tertiär in Spalten des Buntsandsteins grabenartig eingesunken. Aehnliches mag an anderen Stellen der Fall sein, ohne dass es sich mit Sicherheit nachweisen liesse, da Aufschlüsse fehlen, und Diluvium und Abhangsschutt alles Andere verdecken. Wie im ganzen mittleren Deutschland ist aber das Tertiärgebirge fast nur in solchen Spalten erhalten oder unter Basaltkegeln und -Decken, unter welchen es vor der Erosion geschützt war, so im Reinhardswald am Gahrenberg und am Staufenküppel nordwestlich von Münden. Vereinzelt haben auch wohl Quarzite oder eisenschüssige Sandsteine des Braunkohlengebirges der Erosion und Abrasion besser widerstanden.

Etwa 3,5 Kilometer nordöstlich von Holzhausen befindet sich der Gahrenberg, eine Basaltkuppe, unter welcher Tertiärgebirge in ziemlich vollständiger Schichtenfolge ganz abgetrennt von übrigen Tertiärbildungen liegt.

Eisenschüssige Sandsteine mit marinen oberoligocänen Fossilien hatte bereits Stremme l. c. westlich des Kohlenwerkes in Hohlwegen beobachtet. Ich habe solche auch sowohl an dem West- als auch an dem Ostfuss des Gahrenberges unmittelbar über dem mittleren Buntsandstein aufgefunden und zwar an der Westseite an einem neugebauten Holzabfuhrweg anstehend, auf der Ostseite nur in losen umherliegenden Stücken; es bildet somit an drei Seiten des Gahrenberges marines Oberoligocän die Basis des ganzen Tertiärgebirges.

Ueber dem marinen Oberoligocän folgen zunächst mächtige, fossilarme Quarzsande, welche in letzter Zeit mit einem 150 Meter langen Stollen auf der Südseite des Gahrenberges südöstlich vom Alaunteich durchfahren worden sind und in ihrem oberen Theile bis über 2 Centimeter grosse Gerölle von Milchquarz und Kieselschiefer enthalten, sowie auch grössere von platten Kieselkalken, welche vielleicht aus der Kreide herrühren. Bis jetzt ist ein Kohlenflötz erreicht, welches 40 Centimeter mächtig ist und flach nach dem Berge zu einfällt. Die Profile der unten angeführten Bohrlöcher in diesem Grubenfelde zeigen die Kohlen stets über den Sanden liegend. Die Sandsteine, welche in den Bohrtabellen angegeben sind, dürften verhärtete Tertiärsande sein, vielleicht mit Ausnahme desjenigen in Bohrloch VI, welcher füglich schon Buntsandstein sein könnte. Die Mächtigkeit der fossilarmen Sande ist im Bohrloch No. VII mit 26,8 Meter nicht durchbohrt und dürfte noch wesentlich grösser sein.

Die Verschiedenheit der Ergebnisse der Bohrlöcher IV und VI scheint darauf hinzuweisen, dass zwischen beiden Störungen durchsetzen, welche sich freilich in dem ganz mit Wiesen und Wald bedeckten Terrain nicht nachweisen lassen.

Die Bohrlöcher No. IX und XII haben anscheinend den gangförmigen Basalt getroffen. Es scheint die ganze Ablagerung durch eine Spalte, durch welche der Basalt gangförmig emporgequollen ist, in zwei Muldenflügel getrennt zu sein, von welchen der ostnordöstliche in dem jetzigen Kohlenbergwerk mit 10—20° gegen den Berg einfällt.

In diesem wird von verschiedenen vorhandenen Flötzen nur

das Hangendste ausgebeutet, von welchem die obersten mürberen Schichten sogenanntes »Casseler Braun« liefern, gegen 20000 Hektoliter jährlich, während die festeren Schichten bituminöses Holz oder Lignit enthalten und jährlich etwa 75000 Hektoliter Kohlen liefern. Auf den Klüften der Braunkohle bemerkt man öfters feine Nadeln von Gypskrystallen.

Am Alaunteich, südlich des Gahrenberges, tritt das schon von STREMME erwähnte unreine Kohlenflötz zu Tage, welches früher zur Darstellung von Alaun ausgebeutet wurde. Nähere Angaben hierüber finden sich in: »LANDAU, Beschreibung der Hessischen Alaunsiedereien«.

Die Gesammtmächtigkeit dieser kohlenführenden Schichten beträgt bis 40 Meter.

Die Braunkohlen sind durch Sande und Thone von dem Basalt getrennt und hierdurch seiner Einwirkung, der Umwandlung in Schwarzkohle (Pechkohle), entzogen. Die Thone wurden früher in verschiedenen am Nordabhange des Berges befindlichen Thongruben ausgebeutet. Basaltisches Diluvium bedeckt die Gehänge des Gahrenberges meist in bedeutender Mächtigkeit.

Der Basalt zieht sich gangförmig von SSO. nach NNW. über 1 Kilometer weit hin und ist nach RINNE[1]) ein olivinführender Feldspathbasalt.

Herr Obersteiger KNAUTH theilte mir freundlichst folgende Bohrprofile mit, von welchen 9 und 17 auf dem südöstlichen Ende des Basaltganges standen und zwar 9 nahe über dem Hauptwege, welcher dort oberhalb der kleinen Wiesen entlang läuft und nach S. hin sich stärker senkt, und 17 etwa 200 Meter oberhalb dieses Weges, 10 östlich des Basaltes und 11 westlich des Basaltes, von 9 doppelt so weit entfernt wie von 17. 15 liegt westlich vom Basalt, dicht unterhalb des obersten horizontalen Fahrweges, 7, 8 und 13 nahe der Kreuzungsstelle des zuerst erwähnten Fahrweges und der Schneise, welche steil nach dem Gahrenberg hinaufführt; 1 und 2 nahe dem kleinen Wasserriss am östlichen Rande der

[1]) RINNE, Ueber norddeutsche Basalte aus dem Gebiete der Weser u. s. w. Dieses Jahrbuch für 1892, S. 82 und 1897, S. 97.

grossen Wiese, welche sich nordwestlich von dem erwähnten Wege befindet; 3 an dem Wege, welcher über diese Wiese führt, etwa 50 Meter von ihrem nördlichen Rande; 100 Meter weiter nach NW. an diesem Wege liegt 5; 150 Meter westlich von 5 liegt 6 und 60 Meter westlich von 6 4 und 200 Meter nördlich von 6 liegt 14, nahe der südöstlichen Ecke der langen Wiese am Westhang des Gahrenberges, an der Kreuzungsstelle zweier Schneisen nordwestlich von der grossen Wiese.

No. I.

	Meter
Basaltgerölle	1,0
Grauer Sand	0,4
Grauer Thon	0,5
Heller Thon	4,3
Schwarze Letten . . .	1,3
Kohle	5,0
Schwarze Letten . . .	0,9
Kohle	1,1
Grauer Sand	0,4
Schwarze Letten . . .	1,1
Kohle	0,6
Brauner Thon	5,3
Kohle	1,1
Grauer Thon	1,5
Thon mit Sandstreifen .	6,3
Grauer Sand	4,6
Gelber Sand	7,1
	42,5

No. II.

	Meter
Gelber Lehm	0,5
Heller Thon	2,4
Grauer Sand	1,1
Heller Thon	0,2
Kohle	1,2
Latus	5,4
Transport	5,4
Grauer Sand	1,2
Letten	0,3
Grauer Thon	1,3
Kohle	1,8
Grauer Thon	1,8
Thonhaltiger Sand . .	2,5
Grauer Thon	0,8
Kohle	5,3
Brauner Thon	1,6
Kohle	0,4
Grauer Thon	8,1
Kohle	3,2
Gelber Sand, dann Sandstein	1,9
	38,2

No. III.

	Meter
Gelber Sand	2,0
Heller Thon	1,7
Weisser Sand	12,7
Grauer Thon	0,1
Kohle	0,2
Heller Thon	1,4
Kohle	0,3
Grauer Thon	3,1
Latus	21,5

Transport	21,5
Kohle	0,8
Grauer Thon	1,7
Grauer Sand	3,2
Grauer Thon	0,8
Kohle	8,9
Grauer Thon	2,3
Grauer und gelber Sand	3,5
Grauer Thon	2,16
Gelber, thonhaltiger Sand	4,4
	53,5

No. IV.

	Meter
Basaltgerölle	2,0
Heller Thon	1,8
Grau- und gelbgestreifter Thon	1,1
Grauer Sand	1,8
Heller Thon	2,2
Weisser Sand	11,4
Kohle	3,1
Grauer Sand	0,6
Sandstein	0,3
Grauer Sand	3,0
Grauer Thon	5,1
Kohle	2,3
Fetter, grauer Thon, nicht durchbohrt	4,3
	39,0

No. V.

	Meter
Basaltgerölle	4,0
Gelber Sand	0,9
Weisser Sand	8,5
Heller Thon	6,7
Latus	20,1

Transport	20,1
Kohle	0,3
Grauer Thon	4,6
Kohle	3,0
Grauer Thon	3,8
Scharfer Sand	1,9
Thon	0,9
Kohle	4,4
Grauer Thon	2,9
Rother Thon mit Sandstein	3,4
Gelber Sand	1,5
	46,8

No. VI.

	Meter
Basaltgerölle	1,8
Feiner, gelber Sand mit Thonstreifen	8,8
Feiner, thonhaltiger, graugrüner Sand	4,6
Grünlich-grauer, magerer, oberoligocäner Thon	17,9
Sandstein	1,5
	34,6

No. VII.

Oestlich vom Alaunteich.

	Meter
Basaltgerölle	14,5
Grauer Thon	1,8
Heller Thon	1,1
Kohle	0,4
Grauer Thon	0,6
Kohle	4,2
Thon	0,1
Kohle	1,1
Latus	23,8

Transport	23,8
Grauer Sand	0,2
Kohle	1,2
Grau- und gelbgestreifter Sand	8,5
Fetter, grauer Thon . .	3,5
Gelber Sand	2,9
Feiner, grauer Sand . .	2,2
Gelber Sand	9,7
	52,0

No. VIII

vom 28. August 1895.

	Meter
Heller Thon	4,9
Kohle	1,8
Heller Thon	2,6
Thon mit Sandstreifen u. Kohlentrümmern . .	4,5
Grauer Sand	1,4
Grauer Thon	1,6
Kohle	1,1
Grauer, scharfer Sand .	1,2
Sandstein	0,4
	19,5

No. IX.

	Meter
Basaltgerölle unvollendet	14
	14

No. X. (1895.)

	Meter
Grauer Sand	1,3
Gelber Thon	2,2
Grauer Sand	2,5
Weisser Sand	5,8
Kohle	3,5
Latus	15,3
Transport	15,3
Grauer Sand	2,7
Grauer Thon	1,8
Grauer Sand	0,3
Heller Sand	13,7
Kohle	2,3
Grauer Thon	4,0
Kohle	1,2
Grauer Thon	0,2
Kohle	0,9
Grauer Thon	5,7
Kohle	2,8
Schiefriger, harter Thon	11,6
Grauer, thonhaltiger Sand	4,3
Gelber Sand	1,7
	68,5

No. XI. (1895.)

	Meter
Basalt	18
	18

No. XII. (1896.)

	Meter	
Basaltgerölle . .	3,0	abgeteuft
Fester Basalt .	15,5	
Grauer Thon .	0,9	gebohrt
Weisser Thon .	1,0	
Kiessand mit Wasser . . .	0,8	
Feiner, weisser Sand, trocken .	1,0	
Weisser Thon .	0,4	
Triebsand . . .	23,9	
Schwarzer Letten	1,2	
Kohle	3,5	
Sandstein . . .	1,3	
	52,5	

No. XIII.

	Meter	
Basaltgerölle . .	1,0	abgeteuft
Gelblicher Sand .	1,9	gebohrt
Grauer Thon .	2,6	
Gelber Sand mit Thonstreifen .	7,5	
Weisser Sand mit Wasser . . .	8,6	
Schwarzer Letten	0,4	
Kohle	3,7	
Grauer Sand . .	1,8	
Grauer, scharfer Sand	4,5	
Grauer Thon . .	3,0	
	35,0 Meter	

wurde verlassen, da der Bohrer stecken blieb.

No. XIV.

	Meter
Basaltgerölle	0,8
Grauer, sandiger Thon .	4,2
Grauer Sand	2,3
Gelber Thon	0,7
Latus	8,0
Transport	8,0
Grauer u. gelblicher Sand	9,5
Weisser Sand	7,5
Schwarzer Letten . . .	0,5
Kohle	0,5
Sandstein	0,5
	26,5

No. XV. (1897.)

	Meter	
Basalt	28,0	abgeteuft
Grauer Thon mit Sand	1,0	gebohrt
Weisser Thon .	1,5	
Gelber Thon und Sand	8,0	
Grauer Sand . .	2,0	
Weisser Thon .	2,5	
Grauer Sand . .	16,0	
Schwarzer Letten	1,0	
Kohle	3,0	
	63,0	

In den Kohlen aufgegeben wegen Wasserzufluss.

Am Stauffenküppel, etwa 2 Kilometer westlich von Münden, treten unter dem Basalt zunächst Sande zu Tage und zwischen diesen und dem Buntsandstein anscheinend dunkle Thone. Braunkohlen dürften hier nicht mehr vorhanden sein. Unter den Sanden wurden durch Bohrlöcher wenig mächtige Eisensteinlagen sowie Letten und Muschelsande nachgewiesen, vermuthlich marines Oberoligocän [1]).

[1]) Von den Bohrprofilen, die ich Herrn Obersteiger Knauth verdanke, seien folgende als die wichtigsten angeführt:

Neben diesen Tertiärbildungen, welche auf der Hochfläche des Reinhardswaldes ziemlich regelmässig liegen, treten in unserem Gebiete noch andere auf, welche durch tektonische Vorgänge, durch Senkungen, ihre jetzige Lage erhalten haben, so im Osterbachthal bei Holzhausen, im Schwarzehohl nördlich vom Gahrenberg, in der Umgegend von Sababurg und am Ahlberg bei Mariendorf.

Die Tertiärbildungen bei Holzhausen erstrecken sich von N. nach S. am Osterbachthal entlang auf eine Entfernung von ungefähr 4 Kilometer bei einer Breite von durchschnittlich 300 Meter bis an die Fulda.

Auch hier ist das Liegende mittlerer Buntsandstein, auf welchem an dem einen Wege von Knickhagen nach Holzhausen zunächst einige Decimeter mächtige, fossilarme, eisenschüssige Sandsteine und dann dunkelgrüne, wenige Decimeter mächtige, thonige

(3).

Lehm und Basalt	1,75 Meter
Graue Letten und Eisensteinknollen .	1,00 »
Eisensteine	0,30 »
Grüner, lettiger Muschelsand	3,95 »
Eisenstein	0,10 »
Grüner, lettiger Muschelsand	2,00 »
	9,10 Meter

(8).

Lehm	0,50 Meter
Gelber, weicher Eisenstein	0,75 »
Basalt	0,15 »
Brauner Eisenstein	1,15 »
Grüner Letten	0,85 »
	3,40 Meter

(9).

Nahe am Basalt:

Grüner Sand	3,00 Meter
	3,00 Meter

(11).

Lehm und Basaltgerölle	1,80 Meter
Letten und Eisenstein mit Manganspuren	0,80 »
Grüner Letten	0,10 »
Gelber Eisenstein	0,25 »
Grüner Letten, sandig	0,30 »
	3,25 Meter.

Schichten folgen. Die dunkelgrünen, fossilarmen Thone sind stark glaukonithaltig und gehen nach N. in marinen oberoligocänen Sand und Sandsteine über, die reich an Eisen sind. In diesen Schichten sind zwei feste Bänke zu unterscheiden. Die untere besteht aus sandigem Eisenstein, der meist zerklüftet und stark verwittert ist; wenige Meter höher folgt dann ein Kalksandstein, reich an Fossilien, meist freilich nur in Gestalt von Steinkernen und Abdrücken erhalten.

Besonders häufig sind:

Pectunculus obovatus Desh.
Pecten bifidus v. Münst.
Cardium cingulatum Goldf.
Panopaea Heberti Bosqu.
Schizaster acuminatus Goldf.

Ueber dem marinen Oberoligocän folgen ockergelbe Quarzsande, die in einzelnen Sandgruben ausgebeutet werden und in einer derselben eine feste Conglomeratbank von Buntsandstein- und auch Kieselschiefergeröllen enthalten. Tertiärquarzite sind hier anstehend nicht zu beobachten.

Ein weiterer Aufschluss vom Tertiärgebirge fand sich einige hundert Meter weiter nördlich im Osterbachthal selbst, wo im Jahre 1869 mit einem Stollen von Tage an folgende Schichten angetroffen wurden:

Sandsteingerölle	6	Meter
Gelber Sand	340	»
Grauer Sand	60	»

In letzterem lagen mehrere bis zu 2 Meter mächtige Kalksandsteinbänke mit zahlreichen schlecht erhaltenen, oberoligocänen Fossilien.

Weiter nach N. zu werden diese oberoligocänen Bildungen von Sanden und Thonen überlagert, die mehrere abbauwürdige Braunkohlenflötze einschliessen und nach Ausweis der Bohrtabellen bis gegen 50 Meter mächtig werden. Das südliche Ausgehende befindet sich da, wo die Fahrstrasse von Knickhagen nach Holzhausen das Osterbachthal durchschneidet. Von den verschiedenen Kohlenflötzen (vergl. Bohrloch No. III) wird nur das tiefste ausgebeutet, welches eine Mächtigkeit von 7—12 Meter besitzt.

In dem Hauptflötz liegen zu unterst 2 Meter stückreicher, fester

Kohle von dunkelbrauner Farbe und erdig-muscheligem Bruch, dann über 3 Meter ebenfalls guter, jedoch etwas mehr kleinstückiger Kohle, darüber über 2 Meter feste, lignitische Kohle und schiesslich 3 Meter kleinklüftige, erdige Kohle.

Wie die Aufschlüsse in der Grube und die Bohrlöcher ergeben, bilden die Kohlen eine Mulde, deren Tiefstes zwischen der hohen Schleuse und dem Unterfeld liegt. Nach O. hin heben sich die Kohlen zunächst mit 10—12° und zuletzt wesentlich steiler heraus, um dann am Buntsandstein abzustossen.

Das Hangende der Braunkohlen besteht aus Letten, Thonen und Sanden und ist in einer Sandgrube zwischen dem Förderschacht und dem Fahrstollen aufgeschlossen, von Buntsandsteinschutt überlagert.

Tertiärquarzite oder Knollensteine, durchsetzt von Hohlräumen, welche von Schilfstengeln herzurühren scheinen, finden sich zerstreut z. B. im Osterbachthal nordöstlich von Holzhausen an einem zum Walde hinführenden Wege.

In der Mitte zwischen diesem Punkt und dem Dorfe liegt in geringer Ausdehnung eisenschüssiger Sandstein mit Steinkernen und Abdrücken von oberoligocänen Fossilien. Durch denselben setzt hindurch in der Richtung von NW. nach SO. ein nur 0,5 Meter mächtiger Basaltgang, welcher vor einigen Jahren von Herrn Obersteiger Knauth aufgeschlossen wurde. Diesem Herrn verdanke ich auch die Ergebnisse folgender, in den letzten Jahren niedergebrachter Bohrlöcher:

Bohrlöcher im Osterbachthal, begonnen am 5. April 1895.

No. I.	Meter	No. II.	Meter
Lehm	2,2	Lehm	2,1
Sandsteingerölle . . .	3,1	Sandsteingerölle . . .	1,8
Blauer, fetter Thon . .	3,7	Kohlen	11,6
Gelber, magerer Thon .	5,6	Letten	0,3
Grauer, thoniger Sand .	0,6	Kohlen	0,9
Letten	1,4	Thon	0,3
Gelber, magerer Thon .	5,9	Kohle	1,4
Gelber, thonhaltiger Sand	12,7	Thon	0,7
	35,2	Latus	19,1

Transport	19,1
Grauer Sand	0,3
Grauer, fetter Thon . .	2,1
Letten	0,3
Kohle	0,7
Grauer Thon	3,4
Kohle	0,9
Grauer, fetter Thon . .	4,2
Grauer Sand mit Kohlen	1,4
Grauer, fetter Thon . .	8,4
Grauer Sand	4,3
Fetter Thon	1,4
Grauer Sand	2,9
Gelber Thon	0,4
	52,0

No. III.

	Meter
Lehm	1,3
Sandsteingerölle . . .	2,1
Grauer Thon	1,0
Letten	0,9
Kohlen	0,6
Grauer Thon	0,5
Kohlen	3,0
Brauner Thon	2,3
Kohlen	8,7
Thon	0,6
Kohlen	0,6
Grauer Thon	2,1
Grauer Sand, dann Sandstein	4,5
	28,2

No. IV.

	Meter
Lehm	0,5
Grauer Thon	1,3
Sandsteingerölle . . .	1,4
Latus	3,2

Transport	3,2
Letten	0,5
Kohlen	0,3
Fetter Thon	2,9
Kohlen	0,9
Fetter Thon	9,6
Gelber, thoniger Sand .	3,6
Thon	2,3
Gelber, thoniger Sand .	9,3
Thon	4,1
Gelber, thoniger Sand .	5,3
	42,0

No. V.

	Meter
Lehm	1,6
Sandsteingerölle . . .	10,8
Rother Thon mit Sandsteinschnüren . . .	10,4
Feiner, grauer Sand . .	1,4
Blauer Thon	7,8
Feiner, grauer Sand . .	2,1
Grauer Thon	9,5
Grauer Sand	5,4
	49,0

No. VI.

Nahe über dem Adolf-Schacht.

	Meter
Lehm	2,9
Sandsteingerölle . . .	23,1
	26,0

No. VII.

	Meter
Lehm	2,8
Sandsteingerölle . . .	7,6
Gelber Thon mit Sandsteinstreifen	3,6
Hartes Sandsteingerölle .	8,2
Sandsteinfelsen . . .	0,3
	22,5

Am Schwarzebohl, nordwestlich vom Gahrenberge, liegen die bereits von Stremme[1]) beschriebenen Tertiärbildungen, welche sich von S. nach N. auf etwa 700 Meter verfolgen lassen, etwas weiter, als dieses Stremme möglich war. Nach der Mittheilung eines Arbeiters, welcher seiner Zeit bei den Schurfarbeiten beschäftigt gewesen war, fallen die Kohlen nach dem Thale zu ein.

Etwa 3,5 Kilometer nordöstlich der Bahnstation Immenhausen erhebt sich am westlichen Hang des Reinhardswaldes der Ahlberg, eine Basaltkuppe, welche von tertiären Schichten umgeben ist, nach N., O., und S. jedoch nur in geringer Ausdehnung, da nach diesen Richtungen bald der Buntsandstein, das Liegende der Tertiärbildungen zu Tage tritt.

Die Eisensteine, das älteste Glied des Tertiärs, bedecken eine verhältnissmässig grosse Fläche, namentlich westlich vom Ahlberg. Sie sind theils schalig-blättrig und enthalten dann zahlreiche Quarzkörner, theils feinkörnig bis dicht, während die thonreicheren Lagen ein zelliges, unregelmässiges Gefüge haben. Besonders in den körnigen und zelligen Eisensteinen finden sich zahlreiche Abdrücke und Steinkerne von oberoligocänen Fossilien, von welchen sich folgende Arten bestimmen liessen:

Triton flandricus de Kon.
Pyrula reticulata Lam.
Fusus scrobiculatus Boll.
Buccinum Bolli Beyr.
Cassidaria nodosa Sol.
Cassis Rondeleti Bast.
Natica Nysti d'Orb.
Sigaretus sp.
Turritella Geinitzi Sp.
Xenophora scrutaria Phil.
Trochus elegantulus Phil.
Dentalium sp.

Pecten bifidus v. Münst.
» *Janus* v. Münst.

[1]) Stremme, a. a. O. S. 324.

Modiola micans Braun.
Arca Speyeri Semp.
Nucula compta Goldf.
Pectunculus obovatus Lam.
Leda gracilis Desh.
Cardium cingulatum Goldf.
» *comatulum* Bronn.
Cyprina rotundata Braun.
Isocardia subtransversa d'Orb.
Cytherea Beyrichi Semp.
» *splendida* Merian.
Mactra trinacria Semp.
Syndosmya Bosqueti Nyst.
Psammobia angusta Phil.
Solen Hausmanni v. Schloth.
Psammosolen Philippi Sp.
Corbula subpisum d'Orb.
Panopaea sp.
Thracia Speyeri v. Koenen.

Ditrupa sp.

Lunulites sp.

In dem Steinbruch am Wege vom Ahlberg nach Immenhausen stehen über dem Buntsandstein 1—1,5 Meter tertiäre Eisensteine an, welche in dem 300 Meter südlicher gelegenen Bruche bereits fehlen. Nordwestlich vom Ahlberg liegen sie weit verbreitet in wechselnder Menge auf dem Buntsandstein, so dass eine scharfe Begrenzung des anstehenden Tertiärgebirges hier recht misslich wird.

Ueber den Eisensteinen folgen Sande, dann Thone mit Kohlen. Westlich vom Ahlberg sind vor einigen 20 Jahren Bohrungen nach Braunkohle angestellt worden, und in einem der Bohrlöcher, welches etwa 40 Meter Tiefe erreichte, ist nach Angabe eines dabei beschäftigten Arbeiters in etwa 12 Meter Tiefe ein oberes, 60 Centimeter mächtiges Flötz angetroffen worden; in grösserer Tiefe sollen

noch andere, mächtigere Flötze erbohrt worden sein. Die Kohlen sollen auch vermittelst Stollen aufgeschlossen worden sein, welche indessen bald zu Bruche gingen.

Das Braunkohlengebirge enthält, soweit es sich über Tage beurtheilen lässt, jedenfalls noch Thone, welche in früherer Zeit als Töpferthone ausgebeutet sind.

Tertiärbildungen finden sich ferner tief eingesunken in der Umgebung von Sababurg und von hier nach NW. über Gottsbüren hinaus, theils dem ebenfalls gesunkenen Buntsandstein noch aufliegend, theils von diesem durch Verwerfungen getrennt.

Das Donne-Thal verdankt seine Entstehung augenscheinlich einer Verwerfungsspalte, aus welcher nordwestlich von der Sababurg am nordöstlichen Rande des Donne-Thales ein gegen 500 Meter langer Basaltgang emporgedrungen ist.

Ein 600 Meter langer Basaltgang, unmittelbar nördlich vom Wirthshause längs der Strasse nach Gottsbüren, dürfte einer Südnordspalte entsprechen, und vermuthlich liegen auf einer anderen Südnordspalte 1) die Basaltmasse, auf der das Schloss Sababurg selbst steht, 2) die niedrige Kuppe 200 Meter weiter nördlich, in welcher ein Steinbruch betrieben wird, 3) ein niedriger, länglicher Kopf im Felde, etwa 500 Meter nördlich von der Sababurg, 4) ein ähnlicher Kopf, 800 Meter von der Sababurg, und 5) ein Rücken, etwa 1 Kilometer nördlich von der Sababurg. Etwa 2 Kilometer nördlich von der Sababurg findet sich endlich das schon auf der Dechen'schen Karte aufgeführte Basaltvorkommen 700 Meter östlich von Bensdorf. Es ist hier aber keine irgendwie merkliche Erhebung vorhanden, Aufschlüsse fehlen ganz, und ich habe nur vereinzelte kleinere, mehr oder minder verwitterte Basaltbrocken im Walde finden können.

Aufschlüsse im Tertiärgebirge sind in der Umgegend von Sababurg sehr geringfügig, in Sandgruben und an Wegrändern sind mehrfach helle bis braune Sande sichtbar. Eisenschüssige Sandsteine und Quarzite finden sich vielfach herumliegend auch auf dem Buntsandstein. Eisenschüssige Sandsteine mit unbestimmbaren Fossilien fanden sich nur 1400 Meter südöstlich von Gottsbüren am Waldrande. Das Vorkommen von Kohlen in dem Bache südlich von Gottsbüren ist bereits von Stremme erwähnt.

Ein Bohrloch 250 Meter östlich vom Schloss Sababurg ergab:

Lehm	3,00 Meter
Gelber Sand	1,00 »
Rother Sand	1,00 »
Gelber Sand	2,15 »
Grüner Thon mit Sand- und Basaltgeröllen	0,90 »
Eisenstein	0,12 »
Blauer Thon	0,90 »
Grauer, thoniger Sand mit Muschelresten	20,78 »
	30,00 Meter.

Ein zweites Bohrloch, unmittelbar nördlich vom Wirthshaus, ergab:

Lehm	3,00 Meter
Weisser Sand	4,00 »
Weisser Thon	1,30 »
Gelber Thon	4,00 »
Blauer Thon	1,90 »
Gelber, scharfer Sand	0,40 »
Blauer Thon	0,70 »

dann rother Schwimmsand, der 5 Meter im Rohre emporstieg.

Ein drittes, östlich von der Sababurg am Waldrande traf 9 Meter eisenschüssige Sandsteine, dann gelbe Sande und Thone, 0,17 Meter Eisenstein, dann weissen Sand und Buntsandstein.

Basalt.

Am östlichen Gehänge des Reinhardswaldes, etwa 2 Kilometer westlich von Hilwartshausen, ist an dem nach Schillingslust führenden Holzabfuhrwege ein kleiner Steinbruch bis vor Kurzem in Betrieb gewesen, welcher besonderes Interesse erweckt. Der Basalt tritt hier augenscheinlich als Intrusivgang und Lakkolith auf, bedeckt von horizontal liegendem mittlerem Buntsandstein, und ist mit diesem in zwei Stufen nach O., nach dem Weserthale zu abgesunken, wie dieses besonders auf der südlichen Seite des Stein-

bruches und in beifolgender Phototypie (Taf. I) nach einer von Herrn A. Bode aufgenommenen Photographie sehr deutlich zu erkennen ist. Ein grosser Theil des Basaltes, namentlich auf der Nordseite des Steinbruches, ist normaler, zum Theil blasiger Feldspathbasalt, aber grösstentheils schon stark verwittert.

Das frische Gestein ist zum Theil grobkörnig und intersertal struirt, zum Theil aber auch porphyrisch ausgebildet. Bei ersterem bemerkt man unter dem Mikroskop Feldspäthe, die den grössten Raum einnehmen, als lange schmale Leisten, meist nach dem Albitgesetz verzwillingt. An primären Ausscheidungen erkennt man vor allem ziemlich grosse Individuen von Olivin, die in seltenen Fällen noch deutlich die Umgrenzung (021) und (010) zeigen. Die Krystalle werden fast immer von unregelmässigen, oft rechtwinklig sich kreuzenden Rissen und Sprüngen durchzogen, von denen aus die Serpentinisirung ihren Anfang nimmt; bei andern beginnt dieser Umwandlungsprocess von aussen her, wodurch Zonarstructur hervorgerufen wird. Augitkrystalle finden sich sehr zahlreich zerstreut, bleiben aber viel kleiner. Ausserdem findet sich Magneteisen sowie in geringer Menge bräunliches Glas.

In der feinkörnigen Ausbildung des Basaltes treten die Feldspathleisten sehr zurück; um so häufiger sind gut ausgebildete Krystalle von Olivin, während Augit nur sehr spärlich zu finden ist. An sonstigen Einschlüssen sind grössere, nach dem Karlsbader-Gesetz verzwillingte Felspathindividuen zu erwähnen, deren äussere Begrenzung deutlich eine Umschmelzungsrinde zeigt, die oft nur einen kleinen Kern unveränderter Substanz erkennen lässt. Auf der südlichen Seite des Bruches ist neben dem Contacte mit dem hangenden Sandstein auch eine Contactwirkung mit Sandsteineinschlüssen zu erwähnen, welche zum Theil gefrittet sind und säulenförmige Absonderung zeigen. Ausserdem ist der Basalt aber vielfach in weitere und engere, zum Theil sehr enge Spalten des Sandsteins eingedrungen und umschliesst grössere und kleinere Brocken von Sandstein sowie zahllose angeschmolzene Sandkörner. Es ist hierdurch eine Contactzone entstanden, welche pechglänzend bis glasglänzend-schwarz erscheint und in einzelnen Lagen kugelig und concentrisch-schalig abgesondert ist; die einzelnen Kugeln

erreichen etwa Erbsen- bis Haselnussgrösse und sind etwas matter glänzend. Dünnschliffe der kugeligen Aggregate zeigen unter dem Mikroskop bei sehr starker Vergrösserung eine glasige, farblose Grundmasse, in welcher zahlreiche Rechtecke von Cordierit[1]), ferner zahlreiche Flocken von schwarzen Körnchen, wahrscheinlich Magneteisen, und vereinzelte angeschmolzene Quarzkörnchen eingebettet sind.

Die Basalte der Sababurg sind zum Theil schon von Möhl[2]), Rosenbusch[3]) und Rinne[4]) untersucht worden.

Das am Burgberge auftretende Gestein ist theils grobkörnig, theils dicht und zähe und dann reich an Blasenräumen. Makroskopisch bemerkt man Blättchen von Titaneisen, die bis zu 4 mm Durchmesser erreichen können, ferner Magneteisen und weissen Plagioklas. Augit als makroskopischer Einschluss wurde nicht wahrgenommen. Im Dünnschliff sieht man zahlreiche Plagioklas-Krystalle, deren Zwischenräume zum Theil von einem braunen Glase ausgefüllt werden, welches von zahlreichen Trichiten durchzogen ist. Auch der Augit, der oft reihenförmige Poren und glasartige Einschlüsse beherbergt, erscheint als Lückenausfüllung. Sechsseitige Tafeln und Rechtecke wurden früher für Nephelin gehalten, erweisen sich aber als Cordierit.

Glasiger Basalt, sogenannter Tachylit, findet sich gegenwärtig noch in zahlreichen, lose herumliegenden Stücken auf einem Felde am östlichen Abhang der Sababurg. Er erweist sich unter dem Mikroskop als ein Glas, in dem neben reichlich auftretenden winzigen Magneteisen-Partikelchen Plagioklase und durchscheinende Spinelle eingebettet liegen, sowie wohl ausgebildete Cordierite in reichlicher

[1]) Ueber solche Cordierite vergl. Zirkel, Lehrb. der Petrographie II. Aufl. 1894, Bd. III, S. 99. Lacroix, Comptes rendus 113, p. 1068, 1891. Les enclaves des roches volcaniques. Ann. Acad. de Macon 10, 1893, S. 577.

[2]) Möhl, Gestein der Sababurg in Hessen 1871. Möhl, Zusammenstellung, mikroskopische Untersuchung und Beschreibung einer Sammlung typischer Basalte. Neues Jahrbuch für Mineralogie 1874, 897.

[3]) Rosenbusch, Mikroskopische Physiographie II. 1896. S. 991, 1009, 1028, 1030, 1031.

[4]) Rinne, Ueber norddeutsche Basalte in dem Gebiet der Weser u. s. w. Dieses Jahrbuch für 1892 und für 1897.

Menge sowie rhombische Augite. Durch Abnahme der glasigen Grundmasse und Auftreten anderer Gemengtheile geht der Tachylit ganz allmählich in den normalen Basalt über.

Das Gestein des nächsten, nördlich von der Burg gelegenen Hügels ist in verschiedener Weise ausgebildet. In der Mitte tritt sehr blasenreicher, leicht zersetzbarer Basalt auf, der in fächerförmig nach unten divergirende Säulen abgesondert ist. Der zu beiden Seiten desselben liegende Basalt ist compact und sehr zähe. Der Unterschied beider Varietäten tritt unter dem Mikroskop noch mehr hervor. Ersterer zeigt eine deutliche Intersertalstructur, hauptsächlich hervorgerufen durch zahlreiche fadenförmige Feldspäthe und kleine, feinkörnige Augite, untermischt mit Magneteisen. Die seitliche Ausbildung dieses Basaltes besitzt eine grobkörnige Structur, veranlasst durch grosse, wohlausgebildete Plagioklasindividuen, die meist nach dem Albitgesetz verzwillingt sind und fadenförmiges Magneteisen in ihrer Mitte beherbergen; dazu beobachtet man grosse, z. Th. rhombische Augite sowie etwas Glasmasse. Olivin fehlt auch hier beiden Ausbildungsweisen.

Bedeutend geringere structurelle Unterschiede zeigen sich in den Basalten, die nordwestlich von der Sababurg auf der Spalte längs des Donnethales emporgedrungen sind. Auch diese erweisen sich unter dem Mikroskop als olivinfreie Feldspathbasalte mit einer mehr oder weniger ausgeprägten Intersertalstructur.

Die nordöstlich von Gottsbüren auftretenden Basalte haben ein grobkörniges Gefüge und lassen makroskopisch grosse Feldspathleisten und Tafeln erkennen, sowie ölgrüne, olivinähnliche Körner, die sich unter dem Mikroskop als rhombische Augite erweisen.

Das Gestein des Staufenberges besitzt eine körnige Structur ohne glasige Grundmasse und setzt sich zusammen aus Olivin, Augit, Plagioklas und Magneteisen.

Auch der Basalt des Gahrenberges ist ein olivinführender Feldspathbasalt und gleicht sehr dem des Staufenberges, ist nur etwas feinkörniger.

Von einigem Interesse ist es vielleicht schliesslich, das Niveau zu vergleichen, in welchem sich jetzt die Schichten des ma-

rinen Oberoligocäns an den verschiedenen, doch nur wenig von einander entfernten Punkten befinden. Bei der Gleichartigkeit des Gesteins und der Fossilien an den verschiedenen Fundpunkten ist wohl anzunehmen, dass ersteres überall so ziemlich in gleicher Meerestiefe abgelagert worden ist. Am höchsten liegt es rings um den Gahrenberg, aber auch hier in Meereshöhen zwischen 370—390 Meter. An der Burg Sababurg wurde es in den Bohrlöchern bei 340 — 350 Meter angetroffen, am Ahlberg zwischen 300 und 350 Meter, an der Langen Maass bei 280 — 300 Meter, bei Gottsbüren zwischen 210 — 240 Meter, in der Versenkung an der Mieths (zwischen der Sababurg und Gottsbüren) bei 200 Meter, endlich in der Grabenversenkung von Holzhausen bei 170 bis 190 Meter. Es ergiebt sich hieraus die Grösse der Niveauverschiebungen, welche anscheinend erst in der jüngsten Miocänzeit erfolgt sind und für die Braunkohlengrube von Holzhausen gegenüber dem Gahrenberg, welcher gegen 3 Kilometer entfernt ist, volle 200 Meter betragen.

Ueber einige Aufnahme- und Tiefbohr-Ergebnisse in der Danziger Gegend.

Von Herrn **O. Zeise** in Berlin.

Die geologische Kartirung der im Jahre 1896 nebst dem Blatte Danzig in Angriff genommenen Blätter Oliva und Weichselmünde wurde im Jahre 1897 zum Abschluss gebracht. Bezüglich der hierbei auf dem Blatte Oliva angetroffenen Lagerungsverhältnisse des Diluviums und Tertiärs (nur Braunkohlenformation) kann auf meinen Bericht 1896 [1]) verwiesen werden, der auch für das im Sommer 1897 kartirte Gebiet volle Giltigkeit besitzt. Hinzuzufügen ist nur, dass jetzt auch auf der Hochfläche Obere Sande, die sich mir im Vorjahre auf die Thäler beschränkt erwiesen hatten, in kleinen Decken über Oberen Geschiebemergel nachgewiesen wurden. Zu erwähnen ist ferner, dass die im vorigen Berichte ausgesprochene Vermuthung, dass die verkieselten Hölzer aus der nördlich von Adlershorst unmittelbar am zweiten Haken anstehenden Bank unteren groben Schotters (aus etwa 70^0 Geröllen der harten Kreide, ferner Phosporiten und vereinzelten Kieselhölzern, sowie etwas nordischem Material bestehend) wohl der Kreide angehören, durch einige inzwischen von Herrn Oberlehrer Zimmermann-Danzig gemachte Funde bestätigt worden ist. Herr Zimmermmann brachte vier verkieselte Hölzer zusammen, an denen noch glaukonitischer Kalk haftete bezw. deren Bohrlöcher mit Kreidemasse erfüllt waren. Später fand ich auch unter den von mir im Vorjahre gesammelten Hölzern eins, dessen zumeist mit Chalcedon erfüllten Bohrlöcher z. Th. noch Kreidemasse aufweisen.

Es ist ferner noch von Interesse zu erwähnen, dass in dem Yoldienthon am Hochredlauer Steilufer, der bislang an Zweischalern

[1]) Dieses Jahrbuch für 1896, S. LXXXV—XCII.

nur *Yoldia arctica* Gray und *Cyprina islandica* L. geliefert hatte, von Herrn Dr. Kumm, Custos am Westpreussischen Provinzial-Museum, jetzt auch *Astarte borealis* die Begleiterin der erwähnten Muscheln im Elbinger Yoldienthon, aufgefunden wurde.

Auf dem Blatte Weichselmünde treten fast ausschliesslich nur jungalluviale, sowie in geschichtlicher Zeit durch Dammbrüche und Ueberfluthungen hervorgerufene Bildungen auf. Berendt's Altalluvium [1]) (Haidesand) ist zumeist auf die Unterlage des die Fortsetzung der frischen Nehrung bildenden Dünenzuges beschränkt, der in wechselnder Breite in leicht nordwestlicher Richtung geschwungenem Bogen das feste Land gegen das Meer scheidet, während im eigentlichen Werder diese Stufe nur ganz vereinzelt als winzige, die Umgebung kaum merklich überragende Sandinseln erscheint.

Die Hauptrolle spielt auf dem Blatte der fruchtbare Schlickboden in thoniger oder mehr sandig-thoniger Ausbildung, der jedoch in wechselnder Mächtigkeit zumeist mit dem Zweimeter-Bohrer durchsunken wurde und nur an wenigen Stellen den Sanduntergrund in 2 oder mehr als 2 Meter Mächtigkeit überlagert. Näher dem Westrande des Blattes, also dem Danziger Höhenrande zu, tritt der Schlickboden mehr und mehr zurück und sandige und humose Bildungen walten vor. Die humosen Bildungen bestehen zumeist aus Moorerde, während Torf nur an einigen Stellen in ganz geringer räumlicher Ausdehnung angetroffen wurde. Kalkige Bildungen fehlen ganz.

Ueber die auf dem Blatte auftretenden Bodenarten und deren Schichtenfolge bis zu 2 Meter Tiefe geben folgende durch Bohrungen gewonnene Profile Aufschluss:

Schlick;	Schlick ; Sand	Schlick ; Torf Sand	Schlick ; Moorerde Sand

Schlick ; Moorerde Schlick	Sand;	Sand ; Schlick	Sand ; Moorerde	Sand ; Torf Sand

[1]) Jetzt Jungdiluvium (Thalsand).

Sand ;	Sand ;	Sand ;	Torf;	Torf ;	Moorerde;	Moorerde.
Schlick	Moorerde	Moorerde		Sand	Sand	Schlick
Moorerde	Sand	Schlick				

Ferner ist noch eines Profils Erwähnung zu thun, welches das Weichsel-Steilufer bei Bohnsack bot:

Dünensand	5 Decimeter	
Schlick	4 »	
Sand (weissgrau)	1 »	Haidesand Berendt's.
Ortstein	4 »	
Sand	3 »	
	Strand	

Ueber die Zusammensetzung und Gliederung des Alluviums und Diluviums, sowie über die Mächtigkeit dieser beiden Formationen im Weichseldelta ist bislang nur wenig bekannt geworden. Wohl hat Jentzsch seit längerer Zeit wiederholt in den Schriften der physik.-ökonom. Gesellschaft und zuletzt besonders im Jahrbuch der geologischen Landesanstalt für 1896 Bohrergebnisse auch aus dem Weichseldelta veröffentlicht, doch beschränken sich diese Veröffentlichungen meist nur auf summarische Angaben über die Mächtigkeit der erbohrten Formationen: Quartär (Alluvium + Diluvium), Tertiär, Kreide (letztere Formation nirgends tiefer erbohrt, da schon in den obersten Schichten artesisches Trinkwasser erzielt wurde).

In der soeben erwähnten in diesem Jahrbuch für 1896 veröffentlichten Abhandlung bemerkt Jentzsch bezüglich der Bohrungen in Danzig und nächster Umgebung: »Hier, wie überhaupt im Weichseldelta, fällt es stellenweise schwer, die Grenze zwischen Alluvium und Diluvium zu ziehen. Es kann dies mit einiger Zuverlässigkeit nur durch den eingehenden und zusammenfassenden Vergleich aller Bohrungen dieses Gebietes geschehen, welchen Verf. in einer besonderen Arbeit zu geben hofft. Die Entwickelung des Alluviums mit seinem Wechsel von Meeres- und Süsswasserschichten, wie auch die Ausbildungsweise des Diluviums bieten theoretisch manches Beachtenswerthe«. Immerhin hat Jentzsch

bei einigen Bohrungen bereits das Alluvium gegen das Diluvium abgegrenzt, die ich hier aufzählen will:

	Mächtigkeit in Meter
Danzig (Hundegasse): Alluvium	5,00
Danzig (Städtisches Schlachthaus): Alluvium . . .	10,00
Neufahrwasser: Alluvium	26,70
Schönrohr: Alluvium	30,00
Schmerblock: Alluvium	6,00
Käsemark: Alluvium	10,00

Letztere 3 Orte liegen zwischen ca. 3—4 Meilen südöstlich von Danzig.

Ferner hat derselbe in seiner geologischen Skizze des Weichseldeltas (Schriften der physik.-ökonom. Ges. für 1880, S. 154—190) noch die Mächtigkeit des Alluviums in folgenden Bohrungen bestimmt:

	Mächtigkeit in Meter
Rothebude: Alluvium	9,10
Tiegenhof: Alluvium	14,50
Neuteich: Alluvium	11,30
Elbing [1]) (links vom Elbingfluss): Alluvium mindestens	10,70
Elbing (rechts desselben): Alluvium weniger als . .	18,80

Von besonderem Interesse ist auch der von demselben Verfasser erbrachte Nachweis [2]), dass im inneren Winkel des Weichseldeltas zu Markushof alluvialer Süsswasserschlick (*Valvata piscinalis*, *Unio* sp., Fischschuppen u. s. w.) mindestens bis 12 Meter unter Terrain (letzteres liegt 0,1 Meter unter NN.) hinabreicht.

Auch über die Zusammensetzung des Diluviums, das im Weichseldelta vielfach insular das Alluvium durchbricht, oder auch nur wenig vom Weichselschlick bedeckt, Untiefen bildet, hat

---

[1]) Die beiden Elbinger Bohrungen wurden gelegentlich der Anlage der Eisenbahn niedergebracht. Jentzsch bestimmte die Grenzwerthe nach den Bohrprofilen, die Dr. Lieber mitgetheilt hat in »Elbings nächste Umgebung in geognostischer Hinsicht«, Programm der höheren Bürgerschule Elbing 1846, S. 3.

[2]) Dieses Jahrbuch für 1896, S. 40, 41 u. 118.

Jentzsch in der letzterwähnten Arbeit einige Angaben gemacht. Der Brunnen in der Zuckerfabrik in Neuteich durchsank unter 11,30 Meter Alluvium 20,70 Meter geschiebeführendes Diluvium, Spath-Sand und -Grand. Von dem fiscalischen, 1868 angelegten Brunnen in Rothebude lagen auch Bodenproben vor und muthmaasst Jentzsch in der Tiefe von 24,50 – 26,70 Meter (incl. 5 Meter aufgeschütteter Boden) 2,20 Meter mächtigen Geschiebemergel. In dem von Jentzsch gegebenen Profil heisst es: »Thon«; fest, mit Salzsäure brausend, hellgrau, mit ganz vereinzelt eingesprengten Sandkörnern, könnte wohl für thonigen Diluvialmergel gehalten werden. Das aus der Sandschicht unter dem Geschiebemergel kommende Wasser steigt bis 2,50 Meter über das umgebende Ackerland auf.

Es wird dann noch ein detaillirtes Profil mitgetheilt, das eine Wasserbohrung zu Tiegenhof in Stobbe's Brauerei geliefert hat und von der Jentzsch ausser dem Bohrregister ebenfalls Proben vorgelegen haben. Ich gebe dasselbe hier zum Vergleich mit den von mir nachstehend aufgeführten Profilen wieder:

Mächtigkeit in Meter	Stobbe's Brauerei, Tiegenhof.	Tiefe unter Terrain bis Meter
	Alluvium.	
4,00	»Gewöhnliche Erde« (soll heissen Schlick) mit Bauschutt vermischt	4.00
3,00	»Theils feiner, theils gröberer dunkler Triebsand«	7,00
7,50	»Bläulicher Schluff mit Sand vermischt und Holzfasern darin«	14,50
	Diluvium.	
0,50	»Grauer Thon«. Ist kalkhaltig und hat die Structur des unteren Geschiebemergels, doch sind Geschiebe nicht sichtbar	15,00
2,50	»Dunkler, nicht sehr grober Sand«	17,50
4,20	»Blauer Schluff mit Sand vermischt«	22,00
0,50	»Röthlicher Thon«. Wie oben, von der Structur des Geschiebemergels	22,50
3,50	»Feiner, sehr fester Sand«	26,00
2,00	»Mittelkörniger Sand«	28,00

Mächtigkeit in Meter	Stobbe's Brauerei, Tiegenhof.	Tiefe unter Terrain bis Meter
9,00	»Sehr feiner dunkler Sand, mehr oder weniger mit erdigen Theilen vermischt«	37,00
0,50	»Röthlicher Thon« Diluvialmergel (die vorige Schicht dürfte wohl gleichfalls Diluvialmergel gewesen sein) .	37,50
6,50	»Feiner bläulicher Sand«	44,00
1,50	»Schärferer Sand« (das Wasser stieg bis 8 Fuss unter der Oberfläche)	45,50
6,50	»Feiner weisser Sand«	52,00
9,50	»Schluff«	61,50
19,50	»Fester Lehm«. Ist geschiebefreier Thonmergel (Glindower Thon)	81,00
2,75	»Feiner dunkler Sand«. Aus demselben stieg das Wasser bis über die Erdoberfläche und lieferte aus dem dreizölligen Bohrloch pro Minute 8—10 Liter. Das Wasser schmeckt schwach salzig	83,75
3,00	»Kies«	86,75
11,90	»Fetter Lehm von ganz unbedeutenden Kiesschichten unterbrochen«	98,65
1,85	Grober Sand, durch rothe Feldspathe als Diluvial charakterisirt, doch vorwiegend aus Bruchstücken von harter Kreide bestehend; auch abgerundete Quarze finden sich, denen des Cenomans und Oligocäns gleichend	100,50
	Kreide.	
7,50	Kreidemergel mit einer Feuerstein ähnlichen Concretion	108,00

Dieses ist in der Hauptsache Alles, was bislang über die aus Bohrungen bekannt gewordene Schichtenfolge des Quartärs im Weichseldelta veröffentlicht worden ist. Trotzdem nun Jentzsch, wie oben erwähnt, eine eingehende und zusammenfassende Bearbeitung aller Bohrungen im Weichseldelta in dankenswerther Weise in Aussicht stellt, glaubt Verfasser, als mit der geologischen Specialkartirung der näheren Danziger Umgegend beauftragt, sich doch verpflichtet, seinerseits zur Aufklärung des diluvialen Untergrundes im Weichseldelta und zwar besonders des von ihm kartirten Blattes Weichselmünde beitragen zu sollen, zumal die jetzt von der geologischen Kartirung erhoffte vermehrte praktische Be-

deutung derselben ohne genaue Kenntniss des Untergrundes für gewisse Fragen (im Weichseldelta handelt es sich in der Hauptsache um die Trinkwasserfrage) gegenstandslos bleibt.

Die im Folgenden aufgeführten Bohrprofile stellen eine Auswahl aus einer grösseren Suite von Bohrprobenfolgen zumeist aus den Jahren 1896 und 1897 dar, die Herr Prof. CONWENTZ, Director des westpreussischen Provinzial-Museums, auf Wunsch freundlichst zur Untersuchung nach Berlin übersandte. Sämmtliche aufgeführten Bohrungen, mit wahrscheinlich einer Ausnahme (Bohrung Schellmühl), sind Bohrungen, über welche JENTZSCH noch nichts veröffentlicht hat. Die den einzelnen Bohrungen in Klammern beigesetzten Buchstaben G. S. mit einer Zahl bedeuten geologische Sammlung und Journal-Nummer des westpreussischen Provinzial-Museums:

Eine der vier Bohrungen am Krebsmarkt in Danzig (G. S. 4752), ausgeführt von der Westpreussischen Bohrgesellschaft in Danzig im Jahre 1896 für die Centrale der Electrischen Strassenbahn zur Erlangung von 1500 Liter Wasser pro Minute; 50 Proben.

Mächtigkeit in Meter	Krebsmarkt, Danzig.	Tiefe unter Terrain bis Meter
	Alluvium.	
2,50	Auftrag bezw. sandiger Schlick	2,50
	Diluvium.	
1,50	Lehmiger Grand	4,00
2,00	Thoniger kalkiger Grand; die Probe hat die Bezeichnung »Lehm mit Steinen«, also ? Geschiebemergel bezw. Abrutschmasse	6,00
4,00	Thoniger kalkiger grandiger Sand	10,00
2,00	Kalkiger Grand	12,00
4,00	Schwach thoniger kalkiger Sand	16,00
2,00	Kalkiger Sand	18,00
2,00	Kalkiger Sand mit Grandlagen	20,00
4,00	Kalkiger Sand	24,00
4,00	Kalkiger Sand mit Grandlagen	28,00
8,00	Kalkiger Sand	36,00

Mächtigkeit in Meter	Krebsmarkt, Danzig.	Tiefe unter Terrain bis Meter
4,00	Mittelkörniger kalkiger Sand	40,00
10,00	Kalkiger Sand, die letzten 2 Meter mit Braunkohlentheilchen	50,00
14,00	Mittelkörniger kalkiger Sand, die ersten 2 Meter mit Braunkohlentheilchen	64,00
8,00	Mittelkörniger thoniger kalkiger Sand, die ersten 2 Meter mit Braunkohlentheilchen	72,00
6,00	Feiner stark thoniger kalkiger Sand	78,00
2,00	Mittelkörniger thoniger kalkiger Sand	80,00
4,00	Stark- und feinsandiger Thonmergel bis feiner thoniger kalkiger Sand	84,00
4,00	Kalkiger grandiger Sand mit Grandlagen	88,00
12,00	Kalkiger Grand	100,00

Zu dieser Bohrung theilte mir Herr Dr. ELLER, Director der Westpreussischen Bohrgesellschaft auf meine Anfrage hin unter dem 22. Februar 1898 freundlichst folgendes mit: Es wurde theils mit Seilbohrung, theils mit Spülbohrung gearbeitet. Das erbohrte Wasser steht ca. 7 Meter unter Erdoberfläche (diese wird ca. 8—9 Meter über Mittelwasser der Ostsee sein). Das Wasser ist zu Genuss- und Kesselspeisezwecken als tauglich befunden worden. Die durch Herrn Dr. BISCHOFF, Berlin, ausgeführte Analyse ergab in 100,000 Theilen Wasser:

Gesammtrückstand	35,75
Glühverlust	2,00
Glühbeständige Stoffe	33,75
Kalk	10,49
Magnesia	1,59
Ammoniak	wenig
Eisenoxyd	0,12
Chlor	1,42
Schwefelsäure	1,86
Salpetrige Säure	fehlt
Salpetersäure	fehlt
Oxydirbarkeit in Theilen von Kaliumpermanganat	2,148
» » » » Sauerstoff	0,544
Gesammthärte	12,60
Bleibende Härte	3,50

Eine der 4 Bohrungen beim Olivaer Thor in Danzig (G. S. 5988), ausgeführt von der Westpreussischen Bohrgesellschaft in Danzig im Jahre 1896 für die Königl. Eisenbahn-Direction; 98 Proben.

Mächtigkeit in Meter	Olivaer Thor, Danzig.	Tiefe unter Terrain bis Meter
	Alluvium.	
4,00	Auftrag	4,00
0,30	Feinsandiger Schlick mit Diatomeen	4,30
	Diluvium.	
1,00	Lehmiger grandiger Sand	5,30
3,70	Thoniger kalkiger grandiger Sand	9,00
2,00	Kalkiger grandiger Sand	11,00
1,00	Thoniger kalkiger grandiger Sand	12,00
3,00	Kalkiger grandiger Sand	15,00
19,00	Kalkiger Sand	34,00
2,00	Kalkiger grandiger Sand mit Grandlagen	36,00
4,00	Kalkiger grandiger Sand	40,00
1,00	Kalkiger grandiger Sand mit Grandlagen	41,00
2,00	Kalkiger Grand	43,00
0,20	Kalkiger sandiger Thon mit Steinen; Geschiebemergel	43,20
9,00	Kalkiger Grand	52,20
0,70	Kalkiger grandiger Sand	53,00
12,00	Kalkiger grandiger Sand mit Grandlagen	65,00
1,00	Kalkiger grandiger sandiger Thon; Geschiebemergel	66,00
2,00	Schwach- und feinsandiger Thonmergel	68,00
2,00	Kalkiger grandiger sandiger Thon; Geschiebemergel	70,00
6,00	Schwach- und feinsandiger Thonmergel	76,00
2,00	Kalkiger grandiger sandiger Thon, enthält viel oligocänen Thon; Geschiebemergel (Localmoräne). Beim Schlämmen wurden ganz vereinzelt von Eisenoxydhydrat erfüllte bezw. in Eisenoxydhydrat umgewandelte Radiolarien, ferner Stabnadeln von Kieselschwämmen gewonnen	78,00
1,00	Schwach- und feinsandiger Thonmergel	79,00
1,00	Kalkiger sandiger Thon mit Steinen; Geschiebemergel	80,00

Mächtigkeit in Meter	Olivaer Thor, Danzig.	Tiefe unter Terrain bis Meter
3,00	Kalkiger schwach grandiger sandiger Thon mit Steinen; Geschiebemergel	83,00
1,00	Feiner stark thoniger kalkiger Sand bis stark- und feinsandiger kalkiger Thon	84,00
6,00	Kalkiger sandiger Thon mit Steinen; Geschiebemergel	90,00
	Tertiär (Oligocän).	
4,00	Schwarzer Thon mit etwas nordischem Material im Schlämmrückstand, führt ganz vereinzelt von Eisenoxydhydrat erfüllte bezw. in Eisenoxydhydrat umgewandelte Radiolarien (*Cenosphaera*), ferner Stabnadeln von Kieselschwämmen [1]	94,00
4,00	Grünsand	98,00
1,75	Grünsand mit Phosphoriten	99,75
0,75	Grünsand	100,50
	Kreide.	
8,00	Glaukonitischer Kalk (mit einem Belemniten-Bruchstück)	108,50

Zu dieser Bohrung theilte mir Herr Dr. ELLER, Director der Westpreussischen Bohrgesellschaft auf meine Anfrage unter dem gleichen Datum freundlichst folgendes mit: Die bis 109 Meter Tiefe niedergebrachte Bohrung wurde theils durch Seilbohrung, theils durch Spülbohrung bewirkt. Das Wasser aus der Tiefe von 109 Meter hatte artesischen Auftrieb von 5 Meter über Erdoberfläche; das Wasser aus der zur Benutzung kommenden Tiefe von 60 Meter hatte einen Wasserstand von 4,10 Meter unter Erdoberfläche (befindet sich ca. 5 Meter über Mittelwasser der Ostsee). Das Wasser in 60 Meter Tiefe war süss; die Eisenbahn-Direction liess es analysiren und wählte das Wasser aus der oberen Schicht, als das bessere, zur Verwendung aus. Das Wasser aus 109 Meter Tiefe war ebenfalls süss.

Bohrung in der chemischen Fabrik in Schellmühl (G. S. 4911), ausgeführt von Herrn BESCH im Jahre 1894; nur 12 Proben.

[1]) Dieser Thon ist mit dem von Schüddelkau und Nenkau zu identificiren, in dem ich bereits früher Radiolarien etc. nachgewiesen habe; siehe den anfangs erwähnten Bericht.

Mächtigkeit in Meter	Schellmühl (chemische Fabrik).	Tiefe unter Terrain bis Meter
	? Alluvium.	
3,10	? Zu oberst Auftrag (keine Probe)	3,10
	Diluvium.	
3,10	Kalkiger grandiger Sand	6,20
3,10	Kalkiger Grand	9,30
6,50	Thoniger kalkiger Sand	15,80
10,20	Kalkiger Sand	26,00
5,50	Kalkiger Grand (Wasser)	31,50
	Tertiär (Miocän).	
0,40	Schwach kalkige sandige Braunkohle	31,90
8,60	Brauner Sand mit Braunkohlentheilchen (kalkfrei, aber noch etwas Spath)	40,50
3,30	Feinsandiger Thon	43,80
3,50	Thoniger Sand (spathfrei)	47,30
10,70	Feiner stark thoniger Sand	58,00
2,00	Feinsandiger Thon	60,00

Zu dieser Bohrung theilten mir die Besitzer der chemischen Fabrik, die Herren PETSCHOW und DAVIDSOHN auf meine Anfrage unter dem 19. Febr. 1898 freundlichst folgendes mit. Es wurde artesisches Bohrverfahren angewandt (Eindrehen eiserner Brunnenrohre und Arbeit mit einer Schlammpumpe, die in diesen Rohren auf und nieder gezogen wurde und sich hierbei mit der Erde der betreffenden Schicht füllte. Artesisches Wasser wurde nicht erbohrt; das Wasser stieg im Bohrrohre bis ca. $^1/_3$ Meter unter dem ursprünglichen Fabrikterrain (das Terrain ist jetzt um 1 Meter aufgefahren). Der Wasserspiegel ist abhängig von dem Wasserstande der Weichsel; je höher diese ist, je höher auch der Wasserstand. Das Wasser ist weder süss noch salzig. Die Analyse ergab in 100,000 Theilen Wasser 15,1 deutsche Härtegrade, 4,0 bleibende Härte, 41,96 CaO, 1,15 MgO, 2,13 Cl, 0,45 Fe_2O_3, 0,5 Al_2O_3, 2,68 SiO_2, 5,25 SO_3.

Diese Bohrung dürfte, wie mir erst später klar wurde, ident sein mit der von JENTZSCH von der chemischen Fabrik in Legan

erwähnten[1]); derselbe hat die Grenze zwischen Diluvium und Tertiär etwas höher gezogen, nämlich bei 26 Meter und weist mit Recht darauf hin (die 5,50 Meter Unterschied nach meiner Bestimmung spielen keine Rolle), dass hier eine vordiluviale Untiefe liegt, wo das Quartär minder mächtig ist als in der Stadt Danzig und deren nächster Umgebung.

Bohrung bei der Schule in Schönau (G. S. 5854), ausgeführt von Herrn E. HOFFMANN in Nassenhuben im Jahre 1897; 96 Proben.

Mächtigkeit in Meter	Schönau (Schule).	Tiefe unter Terrain bis Meter
	Alluvium.	
1	Feinsandiger Schlick	1
1	Humoser feinsandiger Schlick mit Vivianit, führt zahlreiche Diatomeen	2
6	Sand	8
2	Kalkiger Schlick (Thon)	10
1	Kalkiger sandiger Schlick mit Vivianit	11
1	Schwach kalkiger Sand	12
1	Kalkiger grandiger Sand	13
2	Kalkiger Sand	15
3	Kalkiger feinsandiger Schlick mit Diatomeen	18
	Diluvium.	
15	Kalkiger Sand und Grand abwechselnd	33
2	Feiner schwach thoniger kalkiger Sand	35
2	Feiner kalkiger Sand	37
1	Schwach- und feinsandiger Thonmergel	38
1	Fetter Thonmergel (röthlich)	39
1	Schwach- und feinsandiger Thonmergel	40
10	Kalkiger sandiger Thon, ? Geschiebemergel	50
1	Feiner thoniger kalkiger Sand	51
2	Kalkiger sandiger Thon; ? Geschiebemergel	53
10	Kalkiger grandiger sandiger Thon bis thoniger kalkiger grandiger Sand; Sandiger Geschiebemergel	63

[1]) l. c. S. 26.

Mächtigkeit in Meter	Schönau (Schule).	Tiefe unter Terrain bis Meter
1	Schwach thoniger kalkiger Sand	64
1	Schwach thoniger kalkiger grandiger Sand	65
1	Kalkiger Grand	66
2	Stark thoniger kalkiger grandiger Sand; ? sandiger Geschiebemergel	68
1	Kalkiger Grand	69
1	Thoniger kalkiger Sand	70
5	Stark thoniger kalkiger grandiger Sand, wenig Spath, ? sandiger Geschiebemergel	75
1	Schwach kalkiger grandiger Sand, wenig Spath . . .	76
1	Schwach thoniger kalkiger grandiger Sand, wenig Spath	77
	? Tertiär (Oligocän) sonst Kreide.	
2	Feiner schwach thoniger kalkiger glimmerhaltiger Glaukonitsand	79
3	Schwach kalkiger Glaukonitsand	82
	Kreide.	
14	Schwach sandiger glaukonitischer Kalk; kein Spath . .	96

Bohrung bei der Schule in Einlage (G. S. 5897), ausgeführt von Herrn E. HOFFMANN in Nassenhuben im Jahre 1897; 96 Proben.

Mächtigkeit in Meter	Einlage (Schule).	Tiefe unter Terrain bis Meter
	Alluvium.	
2	Sand (? Auftrag)	2
1	Feinsandiger Schlick	3
8	Kalkiger feinsandiger Schlick, in der Tiefe von 8—9 Meter mit *Valvata piscinalis*	11
9	Kalkiger Sand	20
	Diluvium.	
2	Kalkiger Sand mit Kieslagen	22
3	Kalkiger Sand	25

Mächtigkeit in Meter	Einlage (Schule).	Tiefe unter Terrain bis Meter
1	Kalkiger Sand mit Grandlagen	26
4	Kalkiger Sand	30
1	Kalkiger Grand	31
1	Kalkiger Sand mit Grandlagen	32
1	Kalkiger Grand	33
10	Kalkiger Sand	43
1	Schwach thoniger kalkiger Sand	44
2	Feinsandiger Thonmergel	46
5	Feiner schwach thoniger kalkiger Sand	51
1	Feinsandiger Thonmergel	52
4	Feiner schwach thoniger kalkiger Sand	56
13	Feiner thoniger kalkiger Sand	69
7	Schwach- und feinsandiger Thonmergel	76
3	Sandiger bis feinsandiger Thonmergel; ? Geschiebemergel	79
7	Kalkiger Sand (bis zu dieser Tiefe noch Spath vorhanden)	86
	Kreide.	
10	Sandiger glaukonitischer Kalk (weiche Kreide); kein Spath	96

Bohrung in Kl.-Zünder (G. S. 5901), ausgeführt von Herrn E. Hoffmann in Nassenhuben im Jahre 1897; 107 Proben.

Mächtigkeit in Meter	Kl.-Zünder.	Tiefe unter Terrain bis Meter
	Alluvium.	
2	Schlicksand	2
5	Sand	7
1	Kalkiger feinsandiger Schlick mit Diatomeen	8
6	Kalkiger feinsandiger Schlick	14
4	Kalkiger Sand	18

Mächtigkeit in Meter	Kl.-Zünder.	Tiefe unter Terrain bis Meter
	Diluvium.	
1	Kalkiger Sand mit Grandlagen	19
4	Kalkiger Sand	23
6	Kalkiger grandiger Sand mit Grandlagen	29
4	Kalkiger Sand	33
3	Kalkiger grandiger Sand mit Grandlagen	36
4	Kalkiger Grand	40
4	Feiner kalkiger Sand mit Braunkohlentheilchen . . .	44
1	Feiner thoniger kalkiger Sand	45
2	Feiner kalkiger Sand	47
1	Sandiger bis feinsandiger Thonmergel (röthlich) mit vereinzelten kleinen Steinchen; ? Sandiger Geschiebemergel	48
1	Mittelkörniger bis feiner stark thoniger kalkiger Sand; ? Sehr sandiger Geschiebemergel	49
1	Sehr sandiger bis feinsandiger Thonmergel; ? Sandiger Geschiebemergel	50
1	Feiner schwach thoniger kalkiger Sand	51
27	Sandiger bis feinsandiger Thonmergel, bis 60 Meter Tiefe röthlich, dann weniger röthlich; ? Sandiger Geschiebemergel	78
3	Schwach thoniger kalkiger Sand	81
2	Sehr sandiger Thonmergel; ? Geschiebemergel . .	83
2	Thoniger kalkiger Sand	85
3	Kalkiger Sand	88
1	Kalkiger Grand	89
3	Stark kalkiger grandiger Sand	92
	Kreide.	
12	Sandiger glaukonitischer Kalk (weiche Kreide); kein Spath	107
	? Diluvium.	
3	Stark kreidehaltiger Diluvialsand; ? Kreidekluftausfüllung oder Nachfall	107

Bohrung in Reichenberg (G. S. 5902), ausgeführt von Herrn E. HOFFMANN in Nassenhuben im Jahre 1897; 75 Proben.

Mächtigkeit in Meter	Reichenberg.	Tiefe unter Terrain bis Meter
	Alluvium.	
1	Sandiger Schlick	1
5	Sand	6
2	Kalkiger Sand	8
1	Feiner kalkiger Schlicksand	9
1	Kalkiger sehr sandiger Schlick	10
2	Kalkiger Schlick (Thon)	12
1	Humoser Schlick (Thon)	13
1	Sandiger Torf mit Vivianit	14
7	Kalkiger Sand	21
	Diluvium.	
1	Kalkiger grandiger Sand	22
8	Kalkiger Sand	30
8	Feiner kalkiger Sand	38
2	Feiner thoniger kalkiger Sand	40
4	Feinsandiger Thonmergel	44
3	Thonmergel (röthlich)	47
3	Sandiger bis feinsandiger Thonmergel (röthlich) mit vereinzelten kleinen erbsengrossen Steinchen; ? Sandiger Geschiebemergel	50
8	Sandiger bis feinsandiger Thonmergel (röthlich); ? Geschiebemergel	58
2	Thoniger kalkiger grandiger Sand; ? Sehr sandiger grandiger Geschiebemergel	60
1	Sandiger bis feinsandiger Thonmergel; ? Sandiger Geschiebemergel	61
4	Thoniger kalkiger grandiger Sand; ? Sehr sandiger Geschiebemergel	65
1	Kalkiger sehr grandiger sandiger Thon; Geschiebemergel	66
5	Thoniger kalkiger grandiger Sand; ? Sehr sandiger Geschiebemergel	71
4	Kalkiger Grand (viel Kreidematerial)	75

Bohrung in Schiewenhorst (G. S. 5898), ausgeführt von Herrn E. Hoffmann in Nassenhuben im Jahre 1897; 108 Proben.

Mächtigkeit in Meter	Schiewenhorst.	Tiefe unter Terrain bis Meter
	Alluvium.	
5	Sand	5
1	Schwach feinsandiger Schlick mit Diatomeen	6
2	Sand	8
1	Kalkiger sandiger Schlick mit Diatomeen	9
3	Sand	12
2	Kalkiger Sand	14
2	Kalkiger feinsandiger Schlick mit Diatomeen	16
12	Kalkiger Sand, von 19—20 Meter mit Schalresten (*Sphaerium solidum* Norm. und *Lymnaea truncatula* Müll.)[1]	28
	Diluvium.	
3	Kalkiger Sand mit Grandlagen	31
3	Kalkiger Sand	34
1	Kalkiger Sand mit Grandlagen	35
19	Kalkiger Sand	54
1	Feiner schwach thoniger kalkiger Sand	55
4	Feiner kalkiger Sand	59
3	Feiner thoniger kalkiger Sand	62
2	Sandiger bis feinsandiger Thonmergel (röthlich); ? Sandiger Geschiebemergel	64
2	Thoniger kalkiger Sand (röthlich); ? Sehr sandiger Geschiebemergel	66
11	Sehr sandiger bis feinsandiger Thonmergel (röthlich); ? Sehr sandiger Geschiebemergel	77
5	Sandiger bis feinsandiger Thonmergel; ? Sandiger Geschiebemergel	82
6	Kalkiger sehr sandiger Thon bis stark thoniger kalkiger Sand; ? Sehr sandiger Geschiebemergel	88
7	Kalkiger stark grandiger Sand	95

[1]) Diese Bestimmung verdanke ich Herrn Geheimrath Prof. v. Martens.

Mächtigkeit in Meter	Schiewenhorst.	Tiefe unter Terrain bis Meter
	? Kreide.	
10	Sandiger glaukonitischer Kalk (weiche Kreide); ? nur Scholle, enthält etwas Spath	105
	Diluvium.	
3	Stark kalkiger grandiger sandiger Thon; Geschiebemergel (sehr kreidereich) ? Kreidekluftausfüllung . .	108

Zu den voraufgeführten 5 Bohrungen in Schönau, Einlage, Kl.-Zünder, Reichenberg und Schiewenhorst theilte mir Herr Bohrunternehmer E. Hoffmann auf meine Anfrage freundlichst Folgendes mit: Die Bohrungen wurden in den oberen Schichten bis zu 50 bis 60 Meter Tiefe mittelst Schlammbüchse und die darunter liegenden Schichten mittelst Wasserspülung ausgeführt. Es wurde in allen Bohrungen artesisches Wasser erzielt, welches 3 bis 6 Meter über Erdoberfläche stieg; das Wasser war gutes, süsses, trinkbares Wasser.

Bohrung in Trutenau (G. S. 6040), ausgeführt von Herrn O. Besch in Danzig im Jahre 1897; 12 Proben.

Mächtigkeit in Meter	Trutenau.	Tiefe unter Terrain bis Meter
	Alluvium.	
3	Feinsandiger Schlick	3
2	Humoser feinsandiger Schlick	5
5	Sand (fast nur Quarz)	10
2,50	Schlick (Thon)	12,50
3,50	Sand (fast nur Quarz)	16,00
9,00	Kalkiger Sand	25,00
	Diluvium.	
6,60	Kalkiger Grand	31,60
26,90	Thonmergel (röthlich)	58,50
16,50	Thoniger kalkiger Sand	75,00

Mächtigkeit in Meter	Trutenau.	Tiefe unter Terrain bis Meter
	? Tertiär (Oligocän) sonst Kreide.	
8,50	Thoniger schwach kalkiger grandiger Glaukonitsand (Kalkgehalt rührt ? von aufgenommener Kreide her)	83,50
	Kreide.	
	Feinsandiger schwach thoniger Kalk (weiche Kreide); kein Spath. Die Probe stammt aus der Tiefe von 83,50 Meter.	

Bohrung in Wesslinken (G. S. 6022), ausgeführt von Herrn O. Besch im Jahre 1897; nur 13 Proben.

Mächtigkeit in Meter	Wesslinken.	Tiefe unter Terrain bis Meter
	Alluvium.	
1,20	Auftrag	1,20
7,50	Schwach thoniger Sand (Schlicksand)	8,70
0,38	Feinsandiger kalkiger Schlick mit zahlreichen Diatomeen und Spongillennädelchen	9,08
5,12	Kalkiger Schlicksand	14,20
0,80	Kalkiger Sand	15,00
	Diluvium.	
37,38	Kalkiger Sand	38,18
9,32	Thonmergel	47,50
1,80	Feiner schwach thoniger kalkiger Sand	49,30
2,50	Feiner thoniger kalkiger Sand	51,80
17,04	Thonmergel (rötlich)	68,84
2,55	Kalkiger grandiger sehr sandiger Thon; Sandiger Geschiebemergel	71,39
12,87	Feiner kalkiger Sand	84,26
1,14	Kalkiger Graud (viel Kreidematerial)	85,80

Von der Tiefe 14,20 Meter bis 38,18 Meter lag nur eine Probe vor; ich zog die Grenze vom Alluvium zum Diluvium bei

15 Meter, eine Tiefe, die die mittlere Mächtigkeit des Alluviums aus 23 Bohrungen darstellt.

Zu den beiden Bohrungen in Trutenau und Wesslinken theilte mir Herr Bohrunternehmer O. Besch unter dem 20. Febr. 1898 freundlichst Folgendes mit: Die beiden Bohrungen wurden zum Theil mit Schlammcylinder, zum Theil, besonders die festen und undurchlässigen Schichten, mit Spülung niedergebracht. Das Wasser stieg $4^1/_2$—5 Meter über Terrain und kommt aus der Kreideformation. Die chemische Analyse bezeichnet es als gutes Trinkwasser mit nur ganz geringen Spuren von Chlor.

Bohrung in Kl. Plehnendorf (G. S. 4910), ausgeführt von Herrn C. A. Fast in Danzig, dem Museum übergeben im Jahre 1896; nur 8 Proben.

Mächtigkeit in Meter	Kl.-Plehnendorf.	Tiefe unter Terrain bis Meter
	Alluvium.	
3,00	Sandiger Schlick	3,00
2,00	Sandiger Humus, »Lack« auch »Pechboden« genannt	5,00
4,00	Sandiger Schlick	9,00
3,00	Kalkiger Schlick (Thon)	12,00
3,50	Kalkiger Sand; wenig Spath	15,50
	Diluvium.	
37,50	Feiner kalkiger Sand mit viel Spath und viel Glaukonit	53,00
4,00	Kalkiger Grand	57,00
3,00	Kalkiger grober Grand	60,00

Von Herrn Bohrunternehmer Fast ging auf meine Anfrage keine Mittheilung ein, sodass ich über den Bohrerfolg nichts bemerken kann[1]).

Bohrung an der neuen Schiffahrtsschleuse, Baustelle »Danziger Haupt« bei Schönbaum (G. S. 5994), ausgeführt von Herrn Niblau in Tiegenhof im Jahre 1897; 24 Proben.

[1]) Siehe Nachtrag S. 51.

Mächtigkeit in Meter	Danziger Haupt, Schönbaum.	Tiefe unter Terrain bis Meter
	Alluvium.	
5,10	Sehr sandiger Schlick (incl. Auftrag)	5,10
1,30	Sand	6,40
1,20	Schwach grandiger Sand	7,60
0,70	Torf	8,30
2,30	Feinsandiger kalkiger Schlick	11,60
7,10	Mittelkörniger kalkiger Schlicksand	18,70
3,70	Kalkiger Sand	22,40
	Diluvium.	
6,70	Kalkiger grandiger Sand mit Grandlagen	29,20
2,35	Kalkiger sandiger Thon mit kleinen Steinchen; Geschiebemergel	31,55
11,15	Kalkiger Sand	42,70
2,80	Feiner schwach thoniger Sand	45,50
19,35	Kalkiger sandiger Thon (röthlich) mit Steinchen; Geschiebemergel	64,85
1,50	Kalkiger Sand (bis Kies)	66,35
	Tertiär. (Miocän.)	
3,05	Grandiger Sand (kein Spath)	69,40
5,40	Sand (kein Spath)	74,80
	(Oligocän.)	
27,20	Glaukonitischer Sand und Grand mit Phosphoriten; kein Spath	102,00
	Kreide.	
2,60	Glaukonitischer Sand und Grand mit Brocken von glaukonitischem Kalk; kein Spath	104,60
10,32	Glaukonitischer Kalk	114,92

Zu dieser Bohrung theilte mir Herr Bohrunternehmer Niblau auf meine Anfrage unter dem 21. Febr. 1898 freundlichst Folgendes mit: Bis 46 Meter Tiefe wurde in 250 Millimeter weiten Rohren Trocken- bezw. Seilbohrverfahren von 46 bis 113 Meter Tiefe (harte Thon- und Kreidearten) in 150 Millimeter weiten

Rohren Stoss- und Wasserspülbohrung angewandt. Das Wasser steigt bis zur Terrainoberkante, 5,30 Meter über Ostseespiegel gelegen (also mehrere Meter Auftrag, der Verf.). Auf 1 Meter unter Tage ist eine Abzweigung nach einer niedriger gelegenen Zapfstelle angelegt, woselbst gegenwärtig ununterbrochen ca. 230 Liter vorzügliches Trinkwasser pro Minute ausströmen.

Die wenigen im Vorstehenden aufgeführten Bohrprofile lassen bei vergleichender Betrachtung schon zur Genüge erkennen, dass der Schichtenaufbau des Diluviums im Weichseldelta ein sehr verschiedenartiger ist. So wurde z. B. in der bis zu 100 Meter Tiefe reichenden Bohrung am Krebsmarkt in Danzig, die das Diluvium nicht durchsank, augenscheinlich kein Geschiebemergel erbohrt, während das bei 90 Meter Tiefe durchsunkene Diluvium der Bohrung am Olivaer Thor unter einer 38,70 Meter mächtigen Decke grandig-sandiger Bildungen 6 durch thonige oder sandig-grandige Sedimente getrennte Geschiebemergelbänke aufweist, die in Tiefe von 43,00—43,20, 65,00—66,00, 68,00—70,00, 76,00—78,00, 79,00—83,00 und 84,00—90,00 Meter erbohrt wurden. Das Diluvium der von Schiewenhorst aufgeführten Bohrung beginnt mit einer 34 Meter mächtigen Schichtenreihe von Granden, Sanden sowie schwach thonigen Sanden in wechselnder Lagerung. Es folgt dann ein 26 Meter mächtiger Geschiebemergel und darunter eine 7 Meter mächtige Bank grandigen Sandes, die ihrerseits von einer 10 Meter mächtigen Kreide-(?)Scholle unterlagert wird, unter der nochmals bis 108 Meter Tiefe ein 3 Meter mächtiger Geschiebemergel kommt. In der von Trutenau aufgeführten Bohrung ist nach den vorhandenen Bohrproben — es liegen allerdings nur 12 vor — kein Geschiebemergel durchsunken worden, die gesammte diluviale Schichtenfolge besteht hier aus einer 26,90 Meter mächtigen Thonmergelbank, die von 6,60 Meter mächtigem Grand überlagert und von 16,50 Meter mächtigem, schwach thonigem Sand unterlagert wird. Wieder eine andere Schichtenfolge giebt die von Reichenberg aufgeführte Bohrung, die bei 75 Meter das Diluvium noch nicht durchsank. Hier folgt unter einer 19 Meter mächtigen Decke sandiger Bildungen eine 7 Meter mächtige Thonmergelbank, die ihrerseits von einer 24 Meter mächtigen (?) Geschiebe-

mergelbank unterlagert wird. Darunter folgt ein 4 Meter mächtiger Grand mit viel Kreidematerial, in dem die Bohrung stecken blieb.

Die Verschiedenartigkeit der Schichtenfolge des Weichseldelta-Diluviums ist in erster Linie primärer Entstehung, d. h. das Inlandeis und seine Gewässer lagerten so verschiedenartig ab, dann aber auch vielleicht secundärer Entstehung durch nachträgliche sich verschieden äussernde Erosion. Alle Profile stimmen aber in dem Mangel mariner- oder Süsswasser-Bildungen innerhalb der diluvialen Schichtenreihe überein, ein Umstand, den das Weichseldelta-Diluvium mit dem Höhen-Diluvium der Danziger Umgegend theilt. Die Frage, in welchem Altersverhältnisse das Weichseldelta-Diluvium zum Höhen-Diluvium steht, will ich zur Zeit nicht entscheiden, aber doch die Vermuthung aussprechen, dass das Diluvium beider Gebiete im Wesentlichen gleichen Alters sein dürfte. Abgesehen von einzelnen auf Blatt Oliva gemachten Beobachtungen, die darauf hindeuteten, dass der sogenannte Obere Geschiebemergel, bevor die Erosion den Steilrand schuf — und damit den Schichtenverband aufhob — sich in das Weichseldelta senkte, theilte mir auch Herr College Dr. Wolff, der im Vorjahre das Blatt Praust cartirt hat, mit, dass auf der südlichen Hälfte des Blattes der Obere Geschiebemergel sich ganz allmählich von der Höhe nach der Niederung senkt und unter die Alluvionen des Weichseldeltas hinabtaucht [1]).

Drei Brunnenbohrungen mit überfliessendem Wasser, von denen leider keine Bohrproben aufbewahrt wurden, erregten im Vorjahre gelegentlich der Kartirung des Blattes Weichselmünde meine besondere Aufmerksamkeit wegen ihrer ausserordentlichen geringen Tiefe von 18, 20 und 25 Meter; es sind die Brunnen bei der Schmiede und der Schule in Quadendorf (ca. 750 Meter von einander entfernt) und beim Fleischerwiesen-Wärterhaus in Gr.-Walddorf.

---

[1]) Nachtrag. Bei der von mir im Sommer 1898 bewirkten Aufnahme des Blattes Danzig machte ich auf der südlichen Hälfte des Blattes ganz allgemein dieselbe Beobachtung; besonders deutlich ist diese Erscheinung beim Wasserleitungs-Reservoir in Ohra zu verfolgen, wo zugleich der Wegeeinschnitt ein prächtiges Bild typischer Grundmoräne gewährt.

Der 18 Meter tiefe Brunnen bei der Schmiede wurde von dem Inhaber derselben selbst gestossen; das etwas eisenhaltige Wasser ist klar und rein und von gutem Geschmack und springt etwa 0,5 Meter über Terrain.

Die 20 Meter tiefe Brunnenbohrung bei der Schule in Quadendorf wurde im Jahre 1893 durch Herrn OTTO BESCH bewirkt; derselbe sandte mir freundlichst folgendes Bohrprofil ein:

Mächtigkeit in Meter	**Quadendorf (Schule).**	Tiefe unter Terrain bis Meter
3,00	Vorhandener Brunnenschacht	3,00
5,50	Feiner Sand	8,50
5,50	Thon	14,00
6,00	Grober Sand	20,00

Das Wasser steigt 0,60 Meter über Terrain und zwar nach der Meinung von Herrn O. BESCH aus dem Grunde, weil die Bohrstelle sehr tief liegt, tiefer als das übrige Werder. Nach einer freundlichen Mittheilung von Herrn G. SCHILLING in Gr.-Plehnendorf gab der Brunnen anfänglich ca. 40, jetzt 20 Liter Wasser in der Minute.

Der 25 Meter tiefe Brunnen beim Fleischerwiesen-Wärterhaus in Gr.-Walddorf wurde im Jahre 1897 von Herrn E. HOFFMANN in Nassenhuben gebohrt. Das nach einer freundlichen Mittheilung des genannten Herrn aus einer Grandschicht kommende Wasser steigt 1 Meter über Terrain und hat, wie ich mich überzeugte, klares Aussehen und guten Geschmack. Herr HOFFMANN theilte ferner mit, dass er auch in Krampitz eine Bohrstelle antraf, wo das Wasser aus geringer Tiefe 1 Meter über Terrain stieg.

Ich kann mich nun der Meinung des Herrn OTTO BESCH, dass das überfliessende Wasser bei der Schule in Quadendorf lediglich eine Folge der tieferen Lage der Bohrstelle im Vergleich zum umgebenden Werder ist, nicht anschliessen, und ebenso wenig wäre eine solche Auffassung für die erwähnten anderen drei Bohrstellen zulässig. Die genaue Terrainhöhe dieser Bohr-

stellen zu Normal-Null ist allerdings aus dem Blatte Weichselmünde nicht zu entnehmen, aber man geht wohl nicht fehl in der Annahme, dass dieselbe den tiefst gelegenen der auf dem Blatte verzeichneten trigonometrischen Punkte nicht untertrifft. Es sind im Werder im Ganzen 7 trigonometrische Punkte verzeichnet, deren Höhenlage zwischen 0,2 bis 0,6 Meter über Normal-Null schwankt. Den achten Punkt mit 1,0 Meter Höhe über Normal-Null giebt die Deichhöhe der Plehnendorfer Vorfluth an und ist nicht zu verwenden, da mir die Mächtigkeit der Aufschüttung nicht bekannt ist. 0,2 Meter wurden gemessen in Gr.-Walddorf (1 Kilometer in der Luftlinie von dem Brunnen des Fleischerwiesen-Wärters entfernt), ferner in den Bürgerwiesen und zwischen Reichenberg und Scharfenberg. 0,3 Meter und 0,5 Meter (ausserhalb des Weichseldeiches) wurden in Wesslinken bestimmt. 0,6 Meter sehen wir in der Crampitz und bei Neuenhuben verzeichnet.

Da nun die absolute Höhenlage des Weichsel-Mittelwassers gegen Normal-Null bei Gr.-Plehnendorf jetzt + 0,02 Meter beträgt [1]) (bei Neufahrwasser betrug dieselbe nach der auf Blatt Westerland gegebenen Tabelle der Höhenlage des Mittelwassers an den Pegeln der Ost- und Nordsee 0,01 Meter), mithin der Spiegel des Weichsel- Mittelwassers noch 0,18 Meter tiefer liegt

[1]) Diese Zahl verdanke ich der Liebenswürdigkeit des Herrn Königl. Bauinspectors Martschinowski in Gr.-Plehnendorf. Derselbe theilte mir auf meine Anfrage Folgendes mit:

A. Wasserstände bei Gross Plehnendorf vor dem Durchstich aus den Jahren 1880—1889.

1) niedrigster W. S.
   bei eisbedecktem Strome . . + 2,64 Meter
   » eisfreiem » . . + 3,45 »
2) höchster W. S.
   bei eisbedecktem Strome . . + 6,40 »
   » eisfreiem » . . + 5,48 »
3) mittlerer W. S. . . . . + 3,65 »

B. Wasserstände nach dem Durchstich.

1) niedrigster W. S. . . . . . . + 2,50 »
2) mittlerer W. S. . . . . + 3,64 »
3) normaler W. S. . . . . + 3,50 »
4) höchster W. S. . . . . + 4,50 »

Die absolute Höhenlage des Plehnendorfer Flutmessers Nullpunkt gegen Normal-Null beträgt: — 3,619.

als das Terrain der erwähnten bis 1 Meter über Terrain springenden Bohrbrunnen, so ist ein Zusammenhang mit der Weichsel meines Erachtens ausgeschlossen und das Wasser als artesisch, als unter dem Druck der Höhe stehend, anzusehen. Die wasserführenden Schichten dürften daher als diluvial gelten und ein Zusammenhang derselben mit dem Höhen-Diluvium wäre anzunehmen. In den oben angeführten, von JENTZSCH erwähnten Bohrungen von Rothebude und Tiegenhof steigt das aus diluvialen Schichten kommende Wasser ebenfalls über das umgebende Terrain auf und ist daher auch als artesisch zu betrachten.

Dass auch das Weichseldelta-Diluvium stellenweise artesisches Wasser führt, ist gewiss interessant, insofern dadurch ein mit dem Hochflächen-Diluvium bestehender Schichtenverband constatirt wird, ist aber praktisch von untergeordneter Bedeutung, da es zu sporadische Vorkommen sind, deren Erbohrung zudem lediglich dem Zufall überlassen bleibt.

Zum Schlusse führe ich noch ein interessantes Profil auf, das eine erst vor Kurzem niedergebrachte Bohrung auf Wasser in Hela, auf der Südspitze der Putziger Nehrung gelegen, geliefert hat.

Brunnenbohrung in Hela; ausgeführt von Herrn OTTO BESCH in Danzig im Jahre 1898; nur acht Proben.

Mächtigkeit in Meter	Hela.	Tiefe unter Terrain bis Meter
	Alluvium.	
2,10	Feiner Sand	2,10
	Diluvium.	
1,80	Steiniger Sand (bis hasselnussgrosse nordische Gerölle)	3,90
5,00	Sand	8,90
18,40	Sand (wenig Spath)	27,30
37,45	Schwach kalkiger Sand	64,75
33,95	Kalkiger sandiger Thon mit unbestimmbaren Muschelresten, ferner Foraminiferen (zumeist *Nonionina depressula* WALK. u. JAC. sp.) und Diatomeen . . .	98,70
	(?) Kreide.	
7,80	Stark kalkiger glauconitischer Sand mit Brocken von glauconitischem Kalk; etwas Spath	106,50

Aus 106 Meter Tiefe springt nach freundlicher Mittheilung des Herrn Dr. Kumm eine Quelle 3,25 Meter über Tage, die allerdings nur 5 Liter pro Minute liefert; das Wasser ist anscheinend gut.

Es ist zu bedauern, dass so wenig Proben entnommen wurden, besonders dass für die Tiefe von 64,75—98,70 Meter nur eine einzige Probe vorliegt[1]. Es ist nicht anzunehmen, dass die ganze Schichtenfolge von 33,95 Meter Mächtigkeit aus dem marinen Thon bestanden habe, sondern die Vermuthung, dass auch Geschiebemergel durchsunken worden ist, hat in Hinsicht auf die Schichtenfolge des Diluviums im Weichseldelta gewisse Berechtigung. Die Frage, ob der marine Thon nun interglacialen oder frühglacialen Alters ist, muss daher als eine offene betrachtet werden. Zu erwähnen ist allerdings, dass der petrographische Habitus der Thonprobe dem des Yoldienthones nicht gleicht.

Die Bohrung auf Hela ist in mehrfacher Beziehung interessant und für die Versorgung der Nehrungsbewohner mit gutem Trinkwasser von eminenter Bedeutung. Sie zeigt ein Mal, dass die Kreideformation, die im Weichseldelta vielerorts in der gleichen Tiefe von ca. 90 — 100 Meter erbohrt worden ist, in gleichem Niveau nordwärts unter der Danziger Bucht bis nach Hela fortsetzt, ferner dass das Alluvium auf Hela sich so gut wie ganz ausschaltet und die diluviale Schichtenreihe bereits unmittelbar im Meeresniveau beginnt. Weitere Bohrungen längs der Putziger Nehrung bleiben abzuwarten, ehe die Frage entschieden werden kann, ob die Putziger Nehrung in erster Linie einer sich von Hela in nordwestlicher Richtung hinziehenden diluvialen Untiefe ihre Entstehung verdankt, oder ob den während und nach der grossen Abschmelzperiode in den Thälern der heutigen Flüsschen Plutnitz und Rheda u. s. w. in's Meer hinausgeführten Sedimenten eine grössere Rolle beizumessen ist.

---

[1]) Nachtrag. In einem mir kürzlich von Herrn Dr. Kumm zugesandten Profil, das Herr Besch der auftraggebenden Gesellschaft Weichsel einreichte, werden 13 verschiedene Schichten unterschieden und zwar in der Tiefe von 72,00 — 73,30 Meter »braunkohlenartige Schicht« und von 73,30 — 98,70 Meter »schwarzer Schluff«, was zu der Vermuthung führt, dass auch Miocän durchsunken ist.

Die gewaltige Einsenkung, die das heutige Weichseldelta darstellt, ist nicht auf tektonische Vorgänge zurückzuführen, sondern ist in erster Linie eine Erosionswirkung, deren Anfänge in unsere tertiäre Festlandsperiode, die Pliocän-Zeit, zurückreichen. Dass tektonische Vorgänge eben nicht die Ursache waren, beweist der Umstand, dass die überall im Weichseldelta in annähernd derselben Tiefe erbohrte Kreideformation in demselben Niveau unter der Danziger Hochfläche fortsetzt. So erreichte nämlich eine im Jahre 1895 in der HARTMANN'schen Ziegelei an der halben Allee bei Danzig niedergebrachte Bohrung die Kreideformation in 128 Meter Tiefe unter Terrain, d. h. in ca. 103 Meter Tiefe unter Normal-Null. In etwas höherem Niveau, nämlich ca. 85 Meter unter Normal-Null wurde nach einer freundlichen Mittheilung des Herrn Oberlehrer HENNIG in Marienburg die Kreide auf dem Hofe des dortigen Gymnasiums erbohrt[1]).

Der Erosion fiel in erster Linie das Miocän zum Opfer, das, in der Danziger Hochfläche mächtige Schichtencomplexe bildend, im Weichseldelta sich manchmal ganz ausschaltet, so dass Diluvium und Kreide zum unmittelbaren Contact gelangen. Man muss sich vorstellen, dass das vorrückende Inlandeis an der Stelle des heutigen Weichseldeltas bereits eine Einsenkung vorfand, die es allerdings zunächst noch weiter vertieft haben mag, dann aber mit seinem Schutte wieder auffüllte, der seinerseits zur Zeit der grossen Abschmelzperiode und auch noch später wieder zum Theil der Verwaschung anheimfiel.

---

[1]) Ueber die Bohrung, siehe JENTZSCH, dieses Jahrbuch für 1896, S. 32.

Nachtrag. (Siehe die Anmerkung S. 43.) Von Herrn FAST ging später noch eine Mittheilung folgenden Inhalts ein: Es wurde theils mit der Schlammbüchse, theils mit Spülung gebohrt. Das bis 0,5 Meter unter Erdoberfläche steigende Wasser ist süss und hat eine Gesammthärte von 1,90 und eine bleibende Härte von 0,38 deutschen Härtegraden.

Ueber das Vorkommen von Glacialschrammen auf den Culmbildungen des Magdeburgischen bei Hundisburg.

Von Herrn **F. Wahnschaffe** in Berlin.

(Hierzu Tafel IV.)

Auf den Glacialexcursionen durch das norddeutsche Flachland, die sich an die allgemeine Versammlung der deutschen geologischen Gesellschaft in Berlin im Herbst 1898 anschlossen, machte mich Herr Oberlehrer Dr. HALBFASS aus Neuhaldensleben darauf aufmerksam, dass in der Nähe seines Wohnortes bei Hundisburg Glacialschrammen und -Schliffe vorkämen, die er dort vor etwa vier Jahren aufgefunden habe[1]) und die eine nähere wissenschaftliche Untersuchung verdienten. Die einzige Mittheilung über die dortigen Glacialerscheinungen gab bisher Herr Director PH. WEGENER[2]) in Neuhaldensleben in einem Aufsatze über »die Alterthums-Sammlung des dortigen Gymnasiums«, wo er Folgendes schreibt: »Unsere Gegend bewahrt in den mächtigen Findlingen, in ihren Geröll- und Sandhügeln zahlreiche Wirkungen der Vergletscherung. Die Grauwacke bei Hundisburg zeigt die schönsten Gletscherschliffe, von der unsere Sammlung einige schöne Stücke enthält.«

Ich unternahm daraufhin am 23. October 1898 einen Ausflug nach Hundisburg und hatte dabei Gelegenheit, dieses Glacial-

---

[1]) Während des Druckes dieser Arbeit theilte mir Herr Dr. W. WOLTERSTORFF in Magdeburg mit, dass er die Glacialschrammen in Hundisburg schon 1891 beobachtet, aber bisher nichts darüber geschrieben habe.

[2]) Festschrift zur Feier des 25jährigen Jubiläums des Gymnasiums zu Neuhaldensleben am 28. Mai 1897. Neuhaldensleben 1897, S. 5.

phänomen in schönster Ausbildung zu beobachten. Im Nachstehenden theile ich die Ergebnisse der von mir angestellten Untersuchungen mit.

Nach EWALD's geologischer Karte der Provinz Sachsen von Magdeburg bis zum Harz wird der feste Felsuntergrund in der Umgebung von Hundisburg durch Culmgrauwacke gebildet, die an den Thalgehängen der Bever und des rechtsseitig in diese einmündenden Olve-Flüsschens überall zu Tage tritt. Auf der linken, westlichen Seite des Beverthales ist die Grauwacke durch zwei grosse, dem Herrn JOACHIM VON NATHUSIUS gehörige und gegenwärtig an Herrn GEISLER in Hundisburg verpachtete Steinbrüche aufgeschlossen, von denen sich Bruch I thalabwärts von Hundisburg halbwegs zwischen diesem Orte und Althaldensleben befindet, während Bruch II thalaufwärts gerade gegenüber der Einmündung des Olvethales gelegen ist. Dieser obere Bruch ist der Fundort der Glacialerscheinungen. Die Grauwacke bildet hier einen flachen, schildförmigen Sattel, in dessen Scheitel der Steinbruch angelegt worden ist, sodass man die Schichten in dem südlichen Theile nach dem Beverthale zu, in dem nördlichen Theile nach dem Plateau zu einfallen sieht. Die Glacialschrammen finden sich auf den Schichtoberflächen des nördlichen Sattelflügels. Die Schichten streichen hier von N. 70^0 O. nach S. 70^0 W. (hora $4^5/_8$) und fallen unter 14^0 nach N. 20^0 W. ein. Während die Grauwacke des südlichen Sattelflügels nach der Bever zu frei zu Tage tritt, ist sie auf dem Nordflügel von einer 8—9 Meter mächtigen Decke von Quartärbildungen überlagert. Unmittelbar über der Grauwacke beobachtet man eine 9 Decimeter mächtige Ablagerung eines sandigen Geschiebemergels, der im feuchten Zustande eine graubraune Farbe besitzt. Er geht nach Süden zu in eine Packung von Geschieben über und keilt sich am westlichen Stosse des Bruches aus. Der Geschiebemergel enthält sehr viele grosse, zum Theil ausgezeichnet geschrammte nordische Blöcke. Darunter finden sich auffallend grosse Feuersteinknollen, auch kommen geschrammte Grauwackegeschiebe darin vor. Dieser Geschiebemergel, der, wenn wir drei Vereisungen Norddeutschlands annehmen, wahrscheinlich die Grundmoräne der grossen zweiten Inlandeisbedeckung darstellt,

ist nach meiner Ansicht nur als der Rest einer zerstörten und bei ihrer ursprünglichen Ablagerung weit mächtiger entwickelten Grundmoräne anzusehen. Auf demselben liegt ein mittel- bis feinkörniger Diluvialsand, der neben horizontaler Schichtung discordante Structur zeigt und schmitzenartige Grandeinlagerungen enthält. Mehrfach kommen schwarze, in der Schichtung liegende Manganausscheidungen darin vor. Dieser Sand, der dort, wo er den Geschiebemergel überlagert, eine Mächtigkeit von 6 Meter besitzt, reducirt sich am westlichen Stosse der Grube, wo er unmittelbar auf der Grauwacke liegt, auf eine nur 2 Meter mächtige Schicht. Ueber demselben folgt eine weit gröbere, besonders an Geschieben reiche Sandschicht, die zum Theil durch eine deutliche Steinsohle von dem feineren unteren Sande getrennt ist. Dieser obere Sand hat eine Mächtigkeit von 1—1,5 Meter und besitzt eine stark humificirte schwarze Oberkrume, die mit der südlich und östlich von Hundisburg als Decke des gelben Börde-Lösses auftretenden Schwarzerde in genetischem Zusammenhange zu stehen scheint.

Nur an der Stelle, wo der wenig mächtige Geschiebemergel die Schichtoberflächen der Grauwacke unmittelbar bedeckt, sind die Glacialschrammen erhalten geblieben. Durch das liebenswürdige Entgegenkommen des Herrn Geisler gelang es mir, mit Hülfe von zwei zur Verfügung gestellten Arbeitern auf eine Länge von 16 und eine Breite bis zu 3 Meter eine auf das schönste geschrammte Fläche abzudecken und mit Wasser abzuspülen, wodurch auch die feinsten Kritzen sichtbar wurden. Auf dieser Fläche stellte ich die Richtung der Schrammen durch genaue Messung mit dem Compass fest, indem ich von Ost nach West vorschreitend an verschiedenen Punkten zuerst die hauptsächlich vorwaltenden, im Grossen und Ganzen ziemlich parallel verlaufenden Schrammen auswählte. Die gemessenen Schrammen waren alle sehr deutlich erkennbar und in gleichbleibender Richtung bis auf 3 Meter Länge zu verfolgen. Auf diese Weise wurden unter Berücksichtigung der magnetischen Declination folgende auf den geographischen Nordpol bezogene Bestimmungen der Richtung erhalten:

N. 40° O. nach S. 40° W.
N. 41° O. » S. 41° W.
N. 45° O. » S. 45° W.
N. 41° O. » S. 41° W.
N. 42° O. » S. 42° W.
N. 50° O. » S. 50° W.
N. 42° O. » S. 42° W.
N. 46° O. » S. 46° W.
N. 39° O. » S. 39° W.
N. 42° O. » S. 42° W.
N. 42° O. » S. 42° W.

Das Mittel der Schrammenrichtung ist demnach

N. 43° O. nach S. 43° W.

Die beigefügte Tafel stellt zwei an verschiedenen Stellen der Schichtoberfläche abgesprengte Platten dar. Auf der grösseren, um ungefähr $^2/_3$ verkleinerten Platte 1 ist die Richtung zweier Schrammen nach ihrer Abweichung vom geographischen Meridian angegeben. Die kleinere, in natürlicher Grösse wiedergegebene Platte 2 ist unter Zugrundelegung der Linie

N. 47° O. nach S. 47° W.

in ihrer ursprünglichen Lage orientirt. Die hauptsächlich vorwaltenden Schrammen mit der mittleren Richtung

N. 43° O. nach S. 43° W.

treten auf den beiden Platten sehr deutlich hervor. Die quer zu dieser Schrammenrichtung sichtbaren grubigen Vertiefungen sind beim Abdecken des Geschiebemergels mit der Spitzhacke hervorgebracht worden.

Neben diesen langen, hauptsächlich vorwaltenden und ausserordentlich scharf eingeritzten Schrammen kommen nun vereinzelt, aber an den meisten Punkten der abgedeckten Schichtoberfläche kürzere Schrammen vor, die weniger tief eingegraben sind, von den zuerst erwähnten gekreuzt werden und an den Kreuzungsstellen oft völlig abgeschliffen und ausgelöscht erscheinen. Diese Schrammen sind auf der abgebildeten Steinplatte 2 (Tafel IV) sehr deutlich zu erkennen. Es sind hier in der Verlängerung derselben

über den Rand der Platte hinaus Pfeile eingesetzt worden, die darauf aufmerksam machen sollen. Es wurden folgende Richtungen bestimmt:

	N. 70° O. nach S. 70° W.
	N. 60° O. » S. 60° W.
	N. 70° O. » S. 70° W.
	N. 70° O. » S. 70° W.
	N. 70° O. » S. 70° W.
Mittel:	**N. 68° O.** nach **S. 68° W.**

Neben diesen beiden Systemen kamen noch an einer Stelle vereinzelte Schrammen von der Richtung N. 9° W. nach S. 9° O. vor.

Was das gegenseitige Altersverhältniss der beiden Schrammensysteme betrifft, so kann es nach meiner Ansicht garnicht zweifelhaft sein, dass die hauptsächlich vorwaltenden Schrammen mit der Richtung von N. 43° O. nach S. 43° W. jünger sind als die vereinzelten kurzen und zum Theil abgeschliffenen Schrammen mit der Richtung N. 68° O. nach S. 68° W. Letztere zeigen eine frühere Phase der Eisbewegung an, die sehr wahrscheinlich derselben Vereisungsperiode angehört, in der später die Schrammen des anderen Systems gebildet wurden. Je nach der Mächtigkeit des Inlandeises wurden bei der Fortbewegung desselben die durch den festen Felsuntergrund sich darbietenden Widerstände schwerer oder leichter überwunden, sodass in Folge dessen verschiedene Richtungen in den die Eisbewegung anzeigenden Schrammen sich nach einander ausbilden konnten.

Den Beweis dafür, dass die Bewegung des Inlandeises hier von NO. nach SW. und nicht umgekehrt gerichtet war, liefert die petrographische Zusammensetzung der vorher beschriebenen Grundmoräne.

In dem Fall, dass die Bewegung von SW. nach NO. stattgefunden hätte, müsste man erwarten, dass der Grundmoräne Trümmer von den in südwestlicher Richtung auf eine Entfernung von nur 3, beziehungsweise 4 Kilometer anstehenden charakteristischen Gesteinen beigemengt sein würden. Es handelt sich hier um die Porphyre, die bei Alvensleben zu Tage treten und um

die schönen feinkörnigen rothen Sandsteine mit thonigem Cement, die zum Ober-Rothliegenden gehören und durch mehrere grosse Steinbrüche südlich von Alvensleben vortefflich aufgeschlossen sind. Nach Geschieben von diesen Gesteinen, sowie auch nach den im Süden anstehenden Zechsteinkalken und -Dolomiten habe ich in der Grundmoräne von Hundisberg vergeblich gesucht. Es kommen von einheimischen Gesteinen nur Grauwackegeschiebe und in der Grundmasse des Geschiebemergels gelegentlich tertiäre Beimengungen von Septarienthon und Magdeburger Grünsand vor, sonst enthält diese Grundmoräne ausschliesslich nordisches Material und kann daher nur durch ein von NO. nach SW. sich fortbewegendes Inlandeis gebildet sein.

Neben den gewöhnlichen Glacialschrammen finden sich auf den Schichtoberflächen der Grauwacke ziemlich häufig keilförmige, in der Richtung der Schrammen gelegene Figuren und es ist nothwendig, auf diese Erscheinungen etwas näher einzugehen. Bereits in meiner Arbeit »Ueber Gletschererscheinungen bei Velpke und Danndorf« [1]) hatte ich Folgendes geschrieben: »Es finden sich auf den geschrammten Sandsteinplatten mehrfach keilförmige Figuren, welche genau die Richtung des zweiten Schrammensystems (W. 5,7° S. nach O. 5,7° N.) zeigen und dadurch entstanden sind, dass ein scharfkantiges Geschiebe in schräger Richtung vom Gletschereise gegen diese Platte gedrückt wurde. Die Folge davon war, dass der Sandstein aussplitterte und dadurch eine Figur entstand, deren Spitze das Einsetzen des Geschiebes bedeutet, während der sich verbreiternde Keil die Bewegungsrichtung des Gletschers anzeigt. Es sind diese keilförmigen Vertiefungen, deren Innenwände vollkommen rauh sind und demzufolge auf eine Aussplitterung hindeuten, nicht zu identificiren mit keilförmig auslaufenden, kurzen Schrammen, welch' letztere nach beiden Richtungen hin vorzukommen scheinen.

Die Spitze dieser keilförmigen Figuren, deren Länge 2—3 Centimeter, deren grösste Breite etwa 1 Centimeter beträgt, liegt nun stets nach W., die breite Seite nach O.«

---

[1]) Zeitschr. d. Deutsch. geolog. Ges. 1880, S. 793.

Diese Beobachtung ist durch A. Heim in die Glaciallitteratur übergegangen. Er schreibt in seinem »Handbuch der Gletscherkunde« S. 385: »Wahnschaffe hat bei Rüdersdorf (muss heissen Velpke) auf alten Gletscherschliffen in Sandstein wahrgenommen, dass oft von Einsatzpunkten der Grundmoränensteine weg kleine keilförmige Splitter regelmässig radial in der Richtung der Gletscherbewegung sich abgelöst haben, deren kleine Vertiefung ungeschliffen bleibt. Diese Erscheinung ist jedenfalls stark abhängig von den Festigkeitsverhältnissen des anstehenden Gesteines wie auch von der Beschaffenheit der Trümmer, sodass hieraus sich ihre Seltenheit erklären mag.«

Die keilförmigen Figuren auf der Culmgrauwacke in Hundisburg sind, wie ich mich bei einem nochmaligen Besuche daselbst am 9. Januar 1899 überzeugen konnte, ausnahmslos in der Weise angeordnet, dass sie von Nordosten her mit einer feinen, sich allmählich vertiefenden Schramme einsetzen, während die breitere, nicht ausgeschliffene Vertiefung nach Südwest zu unvermittelt absetzt. Ebenso zeigen auch die Schrammen im Allgemeinen die Beschaffenheit, dass sie in der Richtung, in der der Eisschub erfolgt ist, sich nach und nach vertiefen und dann oft plötzlich endigen. Aus dem verticalen Druck des Inlandeises auf seine Felsunterlage und der lebendigen Kraft, die dasselbe bei seinem allmählichen Vorrücken besitzt, ergiebt sich als Resultante eine Kraftwirkung, die schräg gegen den Gletscherboden gerichtet ist. Wie schon erwähnt, fällt die geschrammte Schichtfläche in Hundisburg unter 14° nach N. 20° W. hin ein. Das Eis musste sich also aufwärts vorschieben und drückte dabei in Folge des Widerstandes die Grundmoränensteine mit um so grösserer Gewalt gegen die Felsoberfläche. Die vorspringenden Theile der härteren Geschiebe setzten wie Meissel schräg in die Grauwacke ein und bewirkten bei immer tieferer Aushobelung schliesslich eine Absplitterung von Gesteinsbrocken aus dem Gletscherboden.

Auf Tafel IV finden sich diese keilförmigen Figuren innerhalb der Platte 1 in der Verlängerung der punktirten Pfeile. Sie liegen, wenn man von den Punkten aus, an welchen die Pfeilspitzen den Rand der Platte berühren, unter Benutzung des dazugehörigen

Maassstabes die Längen abgreift, bei a auf 3 Centimeter, bei b auf 15,5 Centimeter und auf 18 Centimeter, bei c auf 13,5 Centimeter und bei d auf 16 Centimeter vom Rande der Platte entfernt.

Solche keilförmigen Figuren können auch auf horizontalem Felsboden bei geeigneter Gesteinsbeschaffenheit desselben entstehen, wie meine früheren Beobachtungen in Velpke beweisen.

Da die Beschaffenheit der Grundmoräne in Hundisburg zweifellos auf eine Fortbewegung des Eises in südwestlicher Richtung hinweist und die keilförmigen Figuren, wie erwähnt, ausnahmlos mit ihrer Spitze nach NO. zeigen, so lässt sich, wie mir scheint, dieses Verhalten dazu verwerthen, um daraus bei mangelnden anderen Beweisen die Richtung der Eisbewegung abzuleiten, wozu ich mich auch bereits in meiner Arbeit über die Glacialschrammen bei Velpke veranlasst sah.

Mit Recht hat mir neuerdings J. MARTIN, indem er ebenfalls auf diese Arbeit Bezug nimmt, in seinen Diluvialstudien [1]) vorgeworfen, dass ich die west-östliche Schrammenrichtung des jüngeren Systems in Velpke ohne jegliche Begründung später als ost-westliche aufgeführt hätte und dass ich ebenso mit den Magdeburger Schrammen auf der Culmgrauwacke [2]), trotzdem auch diese von ihrem Entdecker, Herrn Prof. SCHREIBER, als west-östliche bezeichnet worden seien, verfahren wäre. Ich habe allerdings in der ersten Auflage der »Ursachen der Oberflächengestaltung des norddeutschen Flachlandes« den jüngeren Schrammensystemen bei Velpke, Magdeburg und Rüdersdorf eine ost-westliche Richtung beigelegt, weil ich damals glaubte, dass die anfangs für die W.—O.-Richtung angeführten Beweise nicht ausreichend genug seien und daher vernachlässigt werden könnten, wenn es sich herausstellte, dass auf Grund der Geschiebeverbreitung für den mittleren Theil Norddeutschlands eine mindestens zeitweilig ost-westliche Eisbewegung angenommen werden müsste. Für eine derartige Stromrichtung des Eises in der letzten Glacialperiode war neben DE GEER [3]) namentlich auch DAMES eingetreten, der in seiner bekannten Schrift

---

[1]) XVI. Bd. der Abhandl. des Naturwiss. Vereins zu Bremen 1898, S. 217.

[2]) Zeitschr. d. Deutsch. geolog. Ges. 1889, S. 603—608.

[3]) Zeitschr. d. Deutsch. geolog. Ges. 1885, Taf. 13.

über »die Glacialbildungen der norddeutschen Tiefebene«[1]) sich folgendermaassen über diesen Punkt äussert: »Während die Schrammenrichtung der ersten Invasion gemäss der Fächerausbreitung im Centrum der Tiefebene im Allgemeinen eine Richtung NNW.—SSO. (Rüdersdorf, Lommatsch, Leipzig), im Westen eine solche NNO. — SSW. (Velpke, Osnabrück) zeigt, ist diejenige der zweiten Invasion ausgesprochen ost-westlich (jüngeres Schrammensystem von Rüdersdorf und Velpke), und dadurch wird angezeigt, dass auch die Grundmoräne des Inlandeises, welche sie erzeugte, dieselbe Richtung ihrer Fortbewegung einschlug.«

Mir schien ganz besonders der Geschiebetransport für die O.—W.-Richtung zu sprechen, worauf ich schon in meiner Arbeit über die Glacialerscheinungen bei Gommern unweit Magdeburg[2]) hinwies, obwohl ich damals noch an der localen Bedeutung der jüngeren west-östlichen Schrammen von Velpke festhielt. Bestärkt wurde ich in der Annahme einer zeitweiligen O.—W.-Bewegung durch die Auffindung eines Geschiebes mit *Pentamerus borealis* bei Havelberg[3]). So kam ich dazu, den früher für local gehaltenen jüngeren Schrammensystemen unter Umkehrung ihrer Richtungen eine allgemeinere Bedeutung für die Bewegungen des Inlandeises beizulegen. Trotzdem habe ich mich gegenüber der genaueren Festellung der Eisströmungen während der verschiedenen Glacialperioden auf Grund der bisher in Norddeutschland nachgewiesenen Schrammen stets skeptischer verhalten, als dies nach MARTIN's Darstellung den Anschein hat. So schrieb ich 1891[4]): »Wenn man die Punkte überblickt, an welchen Glacialschrammen auf älterem Gestein nachgewiesen worden sind, so ersieht man, dass dieselben, abgesehen von dem südlichen Randgebiete, so vereinzelt und so weit von einander getrennt vorkommen, dass

---

[1]) Samml. gemeinverständl. wiss. Vorträge, herausgegeben von VIRCHOW und HOLTZENDORFF, XX. Serie, Heft 479 ,S. 32 (1886).

[2]) Zeitschr. d. Deutsch. geolog. Ges. XXXV, 1883, S. 814.

[3]) Bemerkungen zu dem Funde eines Geschiebes mit *Pentamerus borealis* bei Havelberg. Dieses Jahrbuch für 1887, Berlin 1888, S. 140 ff. (In der Mark Brandenburg sind bisher sechs solcher Geschiebe gefunden worden. S. 145).

[4]) Die Ursachen der Oberflächengestaltung des norddeutschen Flachlandes S. 71.

es gewagt erscheinen muss, aus diesen Schrammenrichtungen allein allgemeine Grundsätze über die Bewegungsrichtung des Inlandeises abzuleiten.« Ich habe meine damaligen Ausführungen mit folgendem Satze geschlossen: »Ob im norddeutschen Flachlande während der zweiten Glacialperiode das Inlandeis dauernd oder nur zeitweise eine sich an den baltischen Eisstrom anschliessende ost-westliche Richtung besessen hat, lässt sich noch nicht entscheiden. Vorläufig erscheint es mir unzulässig, alle Schrammen, welche dem älteren System angehören, ohne Weiteres der ersten Eiszeit, alle dieselben kreuzenden jüngeren Schrammen dagegen der zweiten Vereisung zuzurechnen, wie dies mehrfach geschehen ist«[1]).

Martin bietet in seiner Arbeit eine sehr dankenswerthe kritische Zusammenstellung der Forschungen, die im nordeuropäischen Glacialgebiete über die Stromrichtungen des Inlandeises seitdem ausgeführt worden sind, und man wird seinen Ausführungen in vieler Hinsicht folgen können. Die neueren Untersuchungen, die auf die Feststellung der Endmoränenzüge, sowie der mit ihnen im engsten Zusammenhange stehenden Aufschüttungs- und Erosionsformen des norddeutschen Glacialgebietes gerichtet waren, namentlich aber auch die neueren Geschiebestudien, die von van Calker und G. P. Krause in Holland, von J. Martin in Oldenburg, von Geinitz in Mecklenburg, von Cohen und Deecke in Neuvorpommern und Rügen, von Korn aus dem Untergrunde Königsbergs i. Pr. und von Schellwien an den ostpreussischen Jurageschieben angestellt worden sind, haben zu dem Ergebniss geführt, dass aller Wahrscheinlichkeit nach kein Ueberlandtransport von jurassischen, devonischen und silurischen Geschieben von Russland aus bis zu den mittleren und westlichen Theilen Norddeutschlands stattgefunden hat. Man hatte sich früher vorgestellt, dass beispielsweise die vom estländischen Silur abstammenden Geschiebe durch einen Eisstrom verbreitet wurden, der, von diesem Gebiete ausgehend, zunächst eine nordnordost-südsüdwestliche Richtung besass und dann, sich allmählich an den südlichen Theil des baltischen Eis-

[1]) Vergl. hierzu auch H. Credner's Elemente der Geologie, 5. Auflage, 1883, S. 720.

stromes anschliessend, eine ost-westliche Richtung annahm. Gegen diese Annahme spricht jedoch die Richtung der Schrammen in Estland und Livland, die für gewöhnlich eine nordwest-südöstliche ist und ferner auch die orohydrographischen Züge, die den östlichen Theilen des norddeutschen Flachlandes durch die Eiszeit aufgeprägt worden sind. Durch die Untersuchung der Geschiebe in Neu-Vorpommern und Rügen haben Cohen und Deecke [1]) nachgewiesen, dass es in Pommern an jeglichen Anhaltspunkten für eine O.—W. gerichtete Eisbewegung fehlt. Die aufgefundenen Leitgeschiebe deuten darauf hin, dass das Eis, welches dieselben transportirte, von den Ålandinseln an in südsüdwestlicher Richtung vorrückte und die pommersche Küste über den Kalmarsund, die småländischen Küstengebiete und über Bornholm erreichte. Die Inlandmassen zeigten aber dabei stets bei weiterem Vorrücken die Tendenz radialer Ausbreitung. Die Geschiebe, die von den Ålandinseln nach Pommern in südsüdwestlicher Richtung verbreitet wurden, erreichten, wie Korn gezeigt hat, Königsberg in N.—S.-Richtung und wanderten nach Geschiebefunden E. von Toll's [2]) in NNW.—SSO.-Richtung bis Curland. Die Herkunftsbestimmung der oldenburgischen Geschiebe durch J. Martin ergab, dass dieselben wegen der zahlreich vorhandenen Basalte über das nordöstlich gelegene Schonen hierher gelangt sein müssen. Er kommt, in Uebereinstimmung mit Cohen und Deecke, die für das Haupteis gleichfalls seitliche Zuflüsse annehmen, zu dem Resultat, dass der in der bottnischen Senke sich vorschiebende Eisstrom sich mit dem von NW. her aus Jemtland kommenden Eise vereinte, in N.—S.-Richtung die Ålandinseln überschritt und dann den aus Dalarne kommenden Eisstrom aufnahm. Die Eisbewegung schloss sich nun der Küste bis zur Höhe der Nordspitze der Insel Oeland an. Hier betrat der Eisstrom wieder das schwedische Festland und ging aus einer anfänglich von NNO. nach SSW. verlaufenden Stromrichtung allmählich in eine nordost-südwestliche über, die er von Schonen bis zum Unterrhein beibehielt.

---

[1]) E. Cohen und W. Deecke, Ueber Geschiebe aus Neuvorpommern und Rügen. 1891, S. 81 und erste Fortsetzung. Berlin 1896, S. 89.

[2]) E. von Toll, Geologische Forschungen im Gebiete der Kurländischen Aa. (Sitzungsber. d. Naturforsch. Gesellsch. bei der Universität Jurjew, Jahrg. 18.)

Was nun die Verbreitung der auf das estländische Silur- und das ost-finnische Rapakiwigebiet zu beziehenden Geschiebe innerhalb des norddeutschen Flachlandes betrifft, so gewährt die zuerst von KORN[1]) aufgestellte und auch von MARTIN vertretene Hypothese eine befriedigende Erklärung. Es wird angenommen, dass der über Finnland in nordwest-südöstlicher Richtung sich vorschiebende Eisstrom, der später Estland und Livland in NNO.—SSW.-Richtung überfluthete, beim Beginn seines Vordringens in den finnischen Meerbusen durch den steilen im Süden vorgelagerten Glintrand des estländischen Silurplateaus nach W. hin abgelenkt wurde. Nimmt man ein weiteres Fortstreichen des estländischen Silurs bis in das Ostseebecken hinein an, so konnten sowohl die finnischen Rapakiwials auch die Silurgeschiebe durch diesen zeitweise von O. nach W. vorrückenden Eisstrom bis in die südlich von den Ålandinseln gelegenen Theile des Ostseebeckens transportirt und von hier aus durch die N.—S.- Strömung aufgenommen und radial im norddeutschen Flachlande verbreitet werden.

Wenn auch für den westlichen Theil des Ostseebeckens zwischen Bornholm und Schleswig-Holstein bei geringerer Eismächtigkeit eine zeitweilig ost-westliche bis südost-nordwestliche Eisbewegung stattfand, so übertrug sich dieselbe doch nicht auf das norddeutsche Binnenland. Es lässt sich für dasselbe nach den neueren Geschiebeforschungen ein allgemeiner von O. nach W. gerichteter Eisstrom weder für die erste noch für die zweite Vereisung aufrecht erhalten. Demnach hat auch die Feststellung der Richtung der in diesem Gebiete auf dem anstehenden Gestein aufgefundenen jüngeren Schrammen nur eine locale Bedeutung. Auf Grund der oben mitgetheilten Beobachtungen über die Lage der keilförmigen Schrammen von Hundisburg möchte ich daher auf meine ursprüngliche Auffassung der jüngeren Schrammen in Velpke zurückkommen und ihnen eine west-östliche Richtung beilegen. Dieselbe Richtung ist auch vorläufig für die bei Magdeburg nachgewiesenen Schrammen anzunehmen, wo das Vorkommen zweier grosser Sandsteinblöcke auf der anstehenden Grauwacke,

---

[1]) J. KORN, Ueber diluviale Geschiebe der Königsberger Tiefbohrungen. Dieses Jahrb. für 1894. Berlin 1895, S. 64 u. 65.

die von Schreiber für Bonebedgeschiebe gehalten werden, für den W.—O.-Transport spricht.

In Rüdersdorf bin ich jedoch entgegen meinen Annahmen vom Jahre 1881[1]) durch spätere Untersuchungen, die ich an bedeutend günstigeren Aufschlüssen hinsichtlich der Lage der Stoss- und Lee-Seiten an den Schichtenköpfen anstellte, dazu gekommen, mich hier für eine locale Bewegung des Inlandeises von Ost nach West zu entscheiden. Neben diesen sehr deutlichen O.—W.-Schrammen fanden sich früher in Rüdersdorf undeutliche, kurze, zum Theil ausgelöschte Schrammen mit der Richtung NNW.-SSO. Martin meint, dass beide Systeme der letzten Vereisung angehören können, da beide vom Oberen Geschiebemergel bedeckt sind. Es liegt aber nahe, die Entstehung des älteren Systems derjenigen Vereisungsperiode zuzuschreiben, die als Grundmoräne den Unteren Geschiebemergel absetzte. Dass ein Transport von Muschelkalkgeschieben in nordsüdlicher Richtung in dieser Glacialperiode stattgefunden hat, beweisen die überaus zahlreichen Muschelkalkbruchstücke, die der am Kalksee südlich von Rüdersdorf aufgeschlossene Untere Geschiebemergel enthält[2]). Im Gegensatz dazu ist der über dem geschrammten Muschelkalk liegende Obere Geschiebemergel äusserst arm daran.

Wenn Martin glaubt, dass ich bei der schon 1883 und auch jetzt noch von mir vertretenen radialen Ausbreitung des Inlandeises im norddeutschen Flachlande die ältere Schrammenrichtung in Rüdersdorf als allgemeine Bewegungsrichtung für grössere Gebiete, etwa für die Mark Brandenburg angenommen hätte, so möchte ich bemerken, dass ich damals bereits der Ueberzeugung war, dass jedes inselartige Aufragen älteren Gesteins locale Abweichungen der allgemeinen Stromrichtung des Eises hervorrufen könne. Ich halte es ferner für durchaus unzulässig, die älteren Schrammen, eben wegen ihres ganz vereinzelten Auftretens in Norddeutschland in schnurgerader Linie bis Skandinavien zu verlängern.

---

[1]) Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. XXXIII, 1881, S. 710.

[2]) G. Berendt, K. Keilhack, H. Schröder u. F. Wahnschaffe, Führer für die Excursionen der Deutschen geol. Gesellschaft in das norddeutsche Flachland. 1898, S. 4. (Dieses Jahrbuch für 1897.)

Die radiale Ausbreitung des Inlandeises im norddeutschen Flachlande wird aber nicht nur durch die Glacialschrammen der älteren Systeme angedeutet, sondern vor allen Dingen auch durch die Geschiebeverbreitung und die Oberflächengestaltung bestätigt.

Aus der O. — W.-Richtung oder genauer ONO. — WSW.-Richtung des Grandrückens von Lubasz, an dessen typischer Åsnatur, wie ich MARTIN gegenüber bemerken möchte, meiner Meinung nach garnicht zu zweifeln ist, habe ich niemals eine allgemeine Bewegungsrichtung des Inlandeises abgeleitet und auch nicht ableiten können, da der Rücken seiner ganzen Ausbildung und Lagerung nach ein Product des abschmelzenden und zurückweichenden Inlandeises gewesen sein muss. Meine Folgerungen, die ich aus seiner Richtung auf die derzeitige Lage des Eisrandes und der Eisbewegung ableitete, bezogen sich, wie ich vielleicht nicht scharf genug hervorgehoben habe, nur auf die dortige Gegend und auf eine zeitlich beschränkte Phase der Vereisung. Für die randlichen Partien des abschmelzenden Inlandeises können Ablenkungen der Eiszungen von der Hauptbewegungsrichtung nicht in Abrede gestellt werden, worauf ja auch MARTIN selbst hinweist.

Ueber Thalbildungen in der Gegend von Posen.

Von Herrn **G. Maas** in Berlin.

Die auffallendsten orographischen Gebilde in der nächsten Umgebung von Posen und weiterhin nach S. sind mehrere sich durchkreuzende Thalfurchen, unter denen das von S. nach N. gerichtete Warthethal durch seine Breite, 3—5 Kilometer, besonders hervortritt. Diese Thalzüge gewähren zusammen mit einer grossen Zahl für die Wasserversorgung der Stadt Posen und zur Aufsuchung abbauwürdiger Braunkohlenflötze niedergebrachter Bohrungen, von denen nur eine kleine Anzahl — schon der Uebersichtlichkeit wegen, weil häufig mehrere Bohrungen dicht bei einander liegen — in die Karten selbst eingetragen werden konnte, einen ziemlich vollständigen Einblick in den geologischen Aufbau und die geologische Geschichte der Gegend, dessen Ergebnisse hier kurz zusammengestellt werden sollen.

Das älteste in der Gegend von Posen nachgewiesene Formationsglied ist die braunkohlenführende Abtheilung des Tertiärs, die in einer Anzahl tieferer Bohrlöcher in und um Posen angefahren wurde. Bereits Girard [1]) erwähnt die Auffindung derartiger Schichten innerhalb der alten Festungswerke von Posen im O. der Warthe. von Rosenberg-Lipinsky [2]), welcher ausser zwei neueren Bohrungen auch diese älteren erwähnt, giebt die von

---

[1]) Girard, Die norddeutsche Ebene insbesondere zwischen Elbe und Weichsel, Berlin 1855, S. 244—245.

[2]) Dieses Jahrbuch für 1890, S. 55—57.

Girard dargestellte Schichtenfolge nicht richtig wieder, da sein S. 55 angegebenes Profil lauten müsste:

+ 34 bis	— 82	Fuss	Diluvium und Septarienthon,
»	— 120	»	unter einem Kalkstück fester Thon,
»	— 164	»	Formsand der Braunkohlenformation,
»	— 172	»	Thon, darunter ein Flötz von 15 Zoll,
dann »	— 180,5	»	Sand.

In neuerer Zeit kamen noch drei Tiefbohrungen in dem westlich der Warthe gelegenen Theile von Posen, zwei auf dem Grundstück Kleine Gerberstr. 2 und eine in der Brauerei am Wildathor, eine Bohrung auf dem Fort Rauch östlich der Warthe, und eine Bohrung endlich beim Dorfe Dembsen hinzu. Um das Bild der Posener Tiefbohrungen zu vervollständigen, seien hier die Ergebnisse dieser Bohrungen mitgetheilt.

Brauerei am Wildathor in Posen.

0 — 4	Meter	Gelber Lehm mit Sand und Ziegelbruch = Aufschüttung,	
4 — 5	»	Gelber Sand	= Unterer Diluvialsand,
5 — 7,3	»	Grober Gelber Sand	
7,3 — 11	»	Weisser Sand und Grand	
11 — 25	»	Geschiebemergel = Unterer Geschiebemergel,	
25 — 109	»	Grauer, buntfleckiger Thon = Posener Flammenthon,	
109 — 112	»	Schwarzer Sand mit Braunkohle	Braunkohlenbildungen.
112 — 120	»	Sand mit Braunkohle	
120 — 124	»	Weisser Glimmersand	
124 — 130	»	Weisser Sand	
130 — 136,4	»	Grauer Sand	
136,4 — 146,2	»	Sand	

Gefrierhaus des Fort Rauch.

0 — 2	Meter	Mutterboden	= Thalsand,
2 — 5,5	»	Grand	
5,5 — 49	»	Thon = Posener Flammenthon,	

49 — 51,5	Meter	Braunkohle,
51,5 — 67	»	Brauner Sand mit Kohle,
67 — 80	»	Feiner Sand,
80 — 86	»	Weisser Sand mit Kohle,
86 — 87	»	Braunkohle,
87 — 111	»	Brauner Sand.

Dembsen (Muthung Copernicus)[1].

0 — 0,7	Meter	Mutterboden	= Unterer Geschiebemergel,
0,7 — 12,5	»	Grauer Geschiebemergel	
12,5 — 14,8	»	Sand	= Unterer Diluvialsand und Grand,
14,8 — 15,5	»	Grand mit Wasser	
15,5 — 79,5	»	Bunter Thon = Posener Flammenthon, Braunkohle.	

Von einer Wiedergabe der in den beiden Bohrungen auf dem Grundstücke der Spritfabrik Kleine Gerberstrasse 2 gefundenen Profile muss leider abgesehen werden, da bei dem Fehlen aller Bohrproben eine einwandfreie Deutung der Angaben des Bohrregisters, sowie eine Identificirung der durchsunkenen Schichten unmöglich ist, abgesehen von einer Bestimmung der Oberkante der Braunkohlenbildungen, welche sehr steil nach NO. einfällt.

Stellt man die auf den Meeresspiegel reducirten Tiefen zusammen, in welchen in den verschiedenen Bohrlöchern die Oberkante der Braunkohlenablagerungen erreicht wurde, so ergiebt sich für die Umgebung von Posen folgendes Bild:

			bei Meter
Bohrung	I.	(Kleine Gerberstr. 2) Oberkante der Braunkohlenbildungen	+ 16
»	II.	(Kleine Gerberstr. 2)	+ 1
»	III.	(Wildathor)	— 49
»	IV.	(Fort Rauch, ältere Bohrung)	+ 13,5
»	V.	(Fort Rauch, neuere Bohrung)	+ 16

[1]) Nach den Muthungsacten des Bergreviers Grünberg.

		bei Meter
Bohrung VI.	(Johannisthal, Muthung Johannisgrube)[1]	+ 7
» VII.	(Johannisthal, Muthung Wilhelm I)[2] . .	— 3
» VIII.	(Rataj, Muthung Herzfeld)[1]	— 5
» IX.	(Zegrze, Muthung Morgenstrahl)[2] . . .	— 1
» X.	(Zegrze, Muthung Josephsglück)[1] . . .	— 1
» XI.	(Obrzyca, Muthung Leopold)[1]	— 10,5
» XII.	(Dembsen, Muthung Copernicus) . . .	— 12

Genügen diese Bohrungen auch noch nicht, um ein völlig klares Bild der Lagerungsverhältnisse zu geben, so scheinen sie doch dafür zu sprechen, dass die Braunkohlenablagerungen auch in der Gegend von Posen im Allgemeinen einen etwa NW.—SO.-streichenden Sattel bilden, dessen Flügel indessen ziemlich steil einfallen, wenn man es nicht überhaupt mit einem System gegen einander verschobene Schollen zu thun hat. Mit dieser Lagerung der Braunkohlenbildungen mag wohl auch die Aufragung des dieselben überlagernden Posener Flammenthones zusammenhängen, welcher auf dem westlichen Wartheufer südlich von Wilda, auf dem östlichen aber erst weiter südlich bei Kl. Starolenka unter dem Diluvium verschwindet, um dann in der Gegend von Moschin wieder zu Tage zu treten, während er nördlich von Posen vielerorts die Oberfläche erreicht. In den zahlreichen Ziegeleigruben der Umgebung von Posen, in welchen der Posener Flammenthon oft bis zu bedeutenden Tiefen ausgebeutet wird, liess sich ebenso wenig wie in den Bohrlöchern die von A. Jentzsch[3]) beschriebene Trennung des Posener Flammenthones in eine obere und untere graue Abtheilung mit einer trennenden, lebhaft bunt geflammten Zwischenschicht nachweisen; vielmehr zeigte sich die Buntfärbung in den verschiedensten Theilen der Ablagerung in gleicher Weise entwickelt, sodass man hier nirgends von einem örtlichen Leithorizont sprechen kann.

---

[1]) Nach den Muthungsacten des Bergreviers Grünberg.

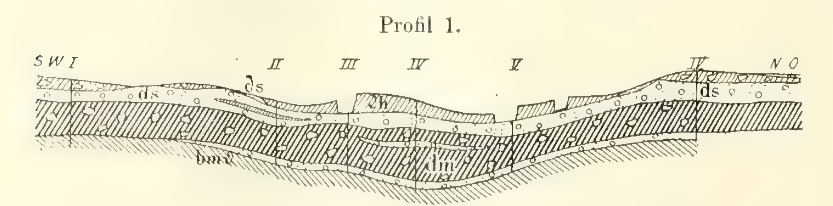
[2]) Dieses Jahrbuch für 1890, S. 56—57.

[3]) Schriften d. physik.-ökonom. Ges. für 1896, S. 94 u. 108.

Während die wenigen Tiefbohrungen nur ungefähre Schlüsse auf die Lagerungsverhältnisse des Tertiärs gestatten, ohne im Einzelnen über dieselben Aufschluss zu geben, gewähren zahlreiche andere Bohrungen, welche nur bis in den Unteren Geschiebemergel oder die obersten Tertiärschichten niedergebracht wurden, einen deutlichen Einblick in die Lagerungsverhältnisse des unteren Diluviums, dessen tiefste Ablagerungen in der Gegend von Posen in wenig mächtigen, stellenweise gänzlich verschwindenden Sanden und Granden bestehen, wie solche bei Dembsen, in Jersitz und südlich von Gluwno nachgewiesen wurden.

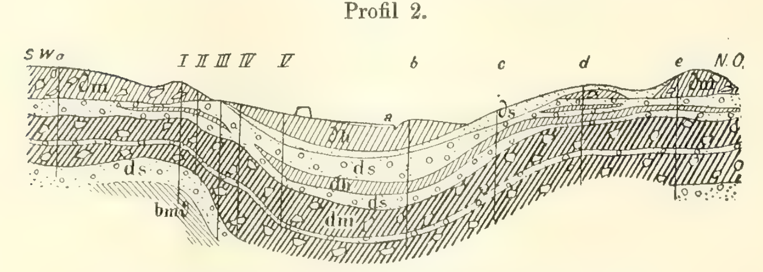
Die Oberfläche des unteren Geschiebemergels liegt in der diluvialen Hochfläche der Umgebung von Posen fast überall in einer Meereshöhe von 70—72 Meter und steigt, infolge der Aufquellung thoniger Massen im Warthethale bis 75 Meter an. Nur in zwei parallelen, scharf begrenzten Gebieten zeigt sich eine deutliche Einsenkung, im Thale der Bogdanka und seiner südöstlichen Fortsetzung, dem Thale der unteren Cybina, einerseits, in der oberflächlich nur schwach angedeuteten Senke zwischen Junikowo,

Profil 1.



Längenmaassstab 1 : 25000. Höhenmaassstab 1 : 2500.
Profil durch das Junikowo-Thal zwischen Junikowo und Gurtschin.

Profil 2.



Längenmaassstab 1 : 25000. Höhenmaassstab 1 : 2500.
Profil durch das Bogdankathal zwischen Jersitz und Solacz.

Fabianowo, Zabikowo, Gurtschin und ihrer südöstlichen Fortsetzung, dem breiten Thale des Koppelbaches, andererseits. Der Schichtenbau in diesen Gebieten ist aus den Profilen 1 und 2 zu erkennen, deren erstes einen aus zahlreichen Bohrungen und Aufschlüssen construirten Schnitt durch das Thal von Junikowo zwischen Junikowo und Gurtschin, das zweite einen auf gleicher Grundlage beruhenden Schnitt durch das Bogdankathal zwischen Jersitz und Solacz darstellt. Als Beispiele seien nachstehend die Ergebnisse von fünf für das zweite Profil benutzten Bohrungen mitgetheilt, welche auf dem Grundstücke der Milch'schen chemischen Fabrik in Jersitz niedergebracht wurden und welche auf einer nordöstlich verlaufenden Linie liegen.

I. Bohrung.

0 — 6	Meter	Gelber Lehm und Mergel = Oberer Geschiebemergel,
6 — 10,5	»	Grand = Unterer Diluvialgrand,
10,5 — 20,5	»	Grauer Mergel = Unterer Geschiebemergel,
20,5 — 22	»	Grandiger Sand = Sandeinlagerung,
22 — 28,5	»	Grauer Mergel = Unterer Geschiebemergel,
28,5 — 36,5	»	Feiner grauer Sand = Unterer Diluvialsand,
36,5 — 42	»	Grauer Thon = Posener Flammenthon.

II. Bohrung.

0 — 2	Meter	Lehmstreifiger Sand = Reste des Oberen Geschiebemergels,
2 — 4	»	Gelber Sand = Unterer Diluvialsand,
4 — 5,5	»	Thonmergel = Unterer Diluvialthonmergel,
5,5 — 11,5	»	Feiner gelber Sand = Unterer Diluvialsand,
11,5 — 23,5	»	Grauer Mergel = Unterer Geschiebemergel,
23,5 — 25	»	Feiner gelber Sand = Sandeinlagerung,
25 — 27	»	Grauer Mergel = Unterer Geschiebemergel,
27 — 27,5	»	Steine = Unterer Diluvialgrand.

III. Bohrung.

0 — 2	Meter	Lehmstreifiger Sand = Reste des Oberen Geschiebemergels,

2 — 5	Meter	Feiner gelber Sand = Unterer Sand,
5 — 6,2	»	Thonmergel = Unterer Diluvialthonmergel,
6,2 — 11,2	»	Gelber Sand = Unterer Sand,
11,2 — 12,2	»	Grand = Unterer Grand,
12,2 — 25,2	»	Grauer Mergel = Unterer Geschiebemergel,
25,2 — 25,7	»	Steine } = Einlagerung,
25,7 — 26,6	»	Weisser Sand } = Einlagerung,
26,6 — 44	»	Grauer Mergel = Unterer Geschiebemergel,
44 — 51	»	Feiner grauer Sand = Unterer Diluvialsand,
51 — 76	»	Thon mit Sandstreifen = Posener Flammenthon.

IV. Bohrung.

0 — 1,5	Meter	Feinsandiger Thon = Oberdiluvialer Thonmergel,
1,5 — 4	»	Gelber Sand } = Unterdiluvialer Sand und Grand,
4 — 6,5	»	Grauer Sand }
6,5 — 7,5	»	Grand }
7,5 — 13	»	Grauer Sand }
13 — 25,8	»	Grauer Mergel = Unterer Geschiebemergel,
25,8 — 27,5	»	Grandiger Sand = Sandeinlagerung,
27,5 — 46	»	Grauer Mergel = Unterer Geschiebemergel,
46 — 47	»	Feiner Sand = Unterdiluvialer Sand.

V. Bohrung.

0 — 7	Meter	Thonmergel = Oberer Diluvialthonmergel,
7 — 10	»	Thonstreifiger Sand = Oberer Sand?
10 — 12	»	Grauer Sand } = Unterer Diluvialsand,
12 — 16	»	Gelber Sand }
16 — 17	»	Feiner Sand }
17 — 18	»	Grandiger Sand }
18 — 23	»	Thonmergel = Unterer Diluvialthonmergel,
23 — 25	»	Feiner Sand = Unterer Diluvialsand,
25 — 37,5	»	Grauer Mergel = Unterer Geschiebemergel,
37,5 — 38	»	Feiner weisser Sand = Sandeinlagerung.

Zur Vervollständigung des Gesammtbildes seien auch die übrigen zur Construction des Profils 2 herangezogenen Bohrungen

angeführt, welche ziemlich genau in der südwestlichen resp. nordöstlichen Verlängerung der angegebenen Linie liegen.

Jersitz, Buker Strasse (a des Profils 2).

Tiefe		Schicht	Deutung
0 — 0,5	Meter	Mutterboden	= Oberer Geschiebemergel,
0,5 — 9	»	Lehm	
9 — 10,3	»	Gelber Sand	= Unterdiluvialer Sand und Grand,
10,3 — 12	»	Grauer Grand	
12 — 15	»	Weisser Sand	
15 — 16,8	»	Grauer Sand	
16,8 — 25,5	»	Grauer Mergel	= Unterer Geschiebemergel mit Sandeinlagerung,
25,5 — 27	»	Sand	
27 — 33,5	»	Grauer Mergel	
33,5 — 35,5	»	Sand	= Unterdiluvialer Sand.

Bohrung Solacz I (b des Profils 2).

Tiefe		Schicht	Deutung
0 — 0,6	Meter	Moorboden	= Moormergel.
0,6 — 9	»	Thonmergel	= Oberdiluvialer Thonmergel.
9 — 10,2	»	Sand mit Thonstreifen	= Oberer Sand.
10,2 — 12	»	Weisser Grand	= Unterer Sand, Grand und Thonmergel,
12 — 16,5	»	Grauer Sand und Grand	
16,5 — 19,5	»	Gelber Sand	
19,5 — 24,8	»	Thonmergel	
24,8 — 29	»	Sand	
29 — 38	»	Grauer Mergel	= Unterer Geschiebemergel mit Sandeinlagerung.
38 — 38,7	»	Grauer Grand	
38,7 — 39,3	»	Weisser Sand	
39,3 — 42	»	Grauer Mergel	

Bohrung Solacz II (c des Profils 2).

Tiefe		Schicht	Deutung
0 — 5,0	Meter	Sand mit Steinen	= Oberer Sand,
5,0 — 7,0	»	Weisser Grand	= Unterer Grand, Sand und Thonmergel,
7,5 — 11,5	»	Thonmergel	
11,5 — 16	»	Sand	
16 — 27,5	»	Grauer Mergel	= Unterer Geschiebemergel,
27,5 — 28	»	Sand	= Sandeinlagerung.

Bohrung Solacz III (d des Profils 2).

Tiefe (Meter)	Schicht	Deutung
0 — 2 Meter	Sand mit Steinen	= Oberer Sand,
2 — 5 »	Lehm	= Oberer Geschiebemergel,
5 — 7,8 »	Sand	= Unterer Sand, Grand und Thonmergel,
7,8 — 8,5 »	Mergelsand	
8,5 — 10,3 »	Sand	
10,3 — 12,5 »	Thonmergel	
12,5 — 13 »	Grand	
13 — 23,5 »	Grauer Mergel	= Unterer Geschiebemergel mit Sandeinlagerung.
23,5 — 25 »	Weisser Sand	
25 — 35 »	Grauer Mergel	

Bohrung Winiary (e des Profils 2).

Tiefe (Meter)	Schicht	Deutung
0 — 0,6 Meter	Mutterboden	= Oberer Geschiebemergel,
0,6 — 5 »	Lehm	
5 — 8,5 »	Sand	= Unterer Sand und Thonmergel,
8,5 — 10,5 »	Thon	
10,5 — 13,8 »	Grandiger Sand	
13,8 — 24 »	Grauer Mergel	= Unterer Geschiebemergel mit Sandeinlagerung
24 — 25	Sand	
25 — 36 »	Grauer Mergel	
36 — 39 »	Grandiger Sand	= Unterer Diluvialsand.

Die Neigung der Oberkante des Unteren Geschiebemergels ist in Wirklichkeit noch bedeutender als es die Bohrlöcher angeben, da auch die relative Höhenlage der Bohrpunkte nach der Mitte des heutigen Thales hin abnimmt, wie aus dem Profil ersichtlich ist.

Sehr auffallend tritt die Einsenkung im unteren Geschiebemergel auch am Südufer des Cybinathales beim Neu-Maltakrug zu Tage. Während hier nämlich in der auf der Südseite der Chaussee gelegenen Kiesgrube der untere Geschiebemergel bereits etwa 1 Meter unter der Strassenhöhe auftritt, wird er in der an der Nordseite der Strasse befindlichen 6 Meter tiefen Grube erst 2 Meter unter deren Sohle, also 8 Meter unter der Strassenhöhe, erbohrt und senkt sich von hier aus noch tiefer gegen das Thal

zu, um andererseits am Gehänge des diluvialen Warthethales, wenige hundert Meter vom Neu-Maltakrug entfernt, bis 75 Meter, 10 Meter über die Strassenhöhe, anzusteigen. Wir haben hier also einen Höhenunterschied der Oberfläche des unteren Geschiebemergels, selbst wenn man von der Aufquellung am Rande des Warthethales absieht, von wenigstens 15 Metern.

Für die Erklärung dieser Oberflächenverhältnisse des unteren Geschiebemergels, die man als Erosionswirkung anzusprechen geneigt sein könnte, bieten die Bohrungen gleichfalls einige Fingerzeige. Es zeigt sich nämlich in den Bohrungen, welche für das Profil 2 benutzt wurden, dass quer zum Bogdanka-Thale nicht nur die Oberkante des unteren Geschiebemergels eine auffallende Einmuldung aufweist, sondern dass auch die Unterkante dieser Ablagerung und eine etwa 1,5 Meter mächtige Sandeinlagerung eine ganz entsprechende Aenderung der Tiefenlage erfährt, während die Gesammtmächtigkeit des unteren Geschiebemergels nach der Einsenkung hin zunimmt, um, wie nachstehende Bohrungen aus dem Gebiete des Junikowo-Thales zeigen, unter dem Thale im Geschiebemergel die grössten Werthe zu erreichen.

Bohrung I.

0 — 3	Meter	Lehm und Mergel	= Oberer Geschiebemergel,
3 — 4,5	»	Gelber grandiger Sand	= Unterdiluvialer Sand und Grand,
4,5 — 6	»	Grauer Sand	
6 — 6,5	»	Grand	
6,5 — 19	»	Grauer Mergel	= Unterer Geschiebemergel,
19 — 25	»	Grauer und bunter Thon	= Posener Flammenthon.

Bohrung II.

0 — 2,5	Meter	Thonstreifiger Sand	= Oberdiluvialer Sand,
2,5 — 4,3	»	Grauer Sand	= Unterdiluvialer Sand und Thonmergel,
4,3 — 5	»	Grauer Thonmergel	
5 — 8	»	Grandstreifiger Sand	
8 — 21	»	Grauer Mergel	= Unterer Geschiebemergel,
21 — 23	»	Grauer Sand	= Unterdiluvialer Sand,
23 — 24	»	Grauer Thon	= Posener Flammenthon.

Bohrung III.

0	—	6	Meter Thonmergel = Oberdiluvialer Thonmergel,
6	—	9	» Grauer grandiger Sand = Unterdiluvialer Sand,
9	—	24	» Grauer Mergel = Unterer Geschiebemergel,
24	—	25,5	» Grand = Unterer Diluvialgrand.

Bohrung IV.

0	—	6	Meter Thonmergel = Oberdiluvialer Thonmergel,
6	—	11	» Grandiger Sand = Unterdiluvialer Sand,
11	—	14,5	» Grauer Geschiebemergel = Unterer Geschiebemergel,
14,5	—	15,8	» Weisser Sand = Sandeinlagerung.
15,8	—	30	» Grauer Geschiebemergel = Unterer Geschiebemergel,
30	—	31,5	» Sand = Unterdiluvialer Sand.
31,5	—	34	» Graubunter Thon = Posener Flammenthon.

Bohrung V.

0	—	4	Meter Thonmergel = Oberdiluvialer Thonmergel,
4	—	9,5	» Sand = Unterdiluvialer Sand,
9,5	—	15	» Grauer Mergel = Unterer Geschiebemergel.

Bohrung VI.

0	—	4,5	Meter Lehm und Mergel = Oberer Geschiebemergel,
4,5	—	6	» Grauer Sand } = Unterdiluvialer Sand und Grand,
6	—	6,5	» Grand }
6,5	—	10	» Sand }
10	—	22,5	» Grauer Mergel = Unterer Geschiebemergel,
22,5	—	23	» Sand = Unterdiluvialer Sand.

Diese Aenderung der Lage und Mächtigkeit des unteren Geschiebemergels macht eine Erklärung der Einmuldung durch Erosion unmöglich und lässt allein die Annahme nordwestlich gerichteter Synclinalen zu, deren Entstehung wahrscheinlich mit der bereits erwähnten Aufragung des Tertiärs in der Gegend von Posen in Zusammenhang steht.

Die gleiche nordwestliche Richtung, wie bei den in Rede stehenden Thälern, von denen sich das Bogdankathal nach Nord-

westen über Psarskie in das untere Samicathal, das Junikowothal über Lawica und den Gr. Kiekrz-See in das obere Samicathal fortsetzt, findet sich auch bei den bedeutenderen Durchragungszügen der Umgebung von Posen, z. B. bei Komornik und Konarzewo (Bl. Dombrowka) und bei Garaszewo (Bl. Gurtschin), und das könnte die Annahme nahe legen, dass beide Gebilde der gleichen Ursache, dem Eisdruck der letzten Vereisung ihre Entstehung verdanken, wie es Wahnschaffe [1]) für das Warthethal unterhalb Kl.-Goslin und andere Thalrinnen mit nordwestlicher Richtung in der Gegend von Obornik und Schocken, vielleicht auch für unsere Thäler in der Umgegend von Posen, annimmt. Dem ist aber hier wohl nicht so. Zahlreiche Aufschlüsse an den Hängen des Warthethales, z. B. oberhalb Lenschütz und zwischen Kozieglowy, Czerwonak, Owinsk und Bolechowo, und in der diluvialen Hochfläche abseits der in Rede stehenden Nordwestthäler und viele Bohrungen in der näheren und weiteren Umgebung von Posen, deren einige nachstehend angeführt seien, beweisen, dass die den oberen Geschiebemergel unmittelbar unterlagernden Sande, in denen sich mehrfach in verschiedenen Horizonten, besonders nahe der Basis und der Oberkante, Mergelsande und Thonmergel von sehr wechselnder Mächtigkeit einstellen, fast überall eine Mächtigkeit von 4 — 6 Meter besitzen.

Wasserwerke in St. Lazarus.

0 — 0,6 Meter	Lehmiger Sand	= Oberer Geschiebemergel,
0,6 — 9 »	Lehm und Mergel	
9 — 12,5 »	Gelber Sand	= Unterer Sand und Grand,
12,5 — 14,2 »	Grober Grand	
	Grauer Mergel	= Unterer Geschiebemergel.

Zwischen Bahnhof Starolenka und Pokrzywno.

(Mehrere Bohrungen.)

0,25 Meter	Mutterboden	= Oberer Geschiebemergel,
1,8 — 6,2 »	Lehm und Mergel	
3,3 — 6,5 »	Sand	= Unterer Sand,
	Mergel	= Unterer Geschiebemergel.

[1]) Dieses Jahrbuch für 1896, S. LXXVII — LXXVIII.

Brunnen südlich von Zegrze.

(Mehrere Bohrungen.)

0,25	Meter	Mutterboden	= Oberer Geschiebemergel,
0,25	»	Sand	
5,5 — 6	»	Lehm	
5,25 — 5,5	»	Sand	= Unterer Sand,
		Mergel	= Unterer Geschiebemergel.

Kiesgrube östlich Pokrzywno.

(Aufschluss und mehrere Bohrungen.)

0,5 — 0,8	Meter	Lehmiger Sand	= Oberer Geschiebemergel,
0,4 — 1,2	»	Lehm	
2	»	Mergel	
5,6	»	sandstreifiger Grand	= Unterer Grand und Sand,
		Mergel	= Unterer Geschiebemergel.

Kiesgrube von Minikowo.

(Aufschluss und mehrere Bohrungen.)

0,4 — 0,6	Meter	Lehmiger Sand	= Oberer Geschiebemergel,
1 — 1,7	»	Lehm	
2,2 — 2,5	»	Mergel	
1,1	»	Sand	= Unterer Sand, Grand und Mergelsand,
3	»	Grand	
0,7	»	Mergelsand	
1	»	Sand	
		Mergel	= Unterer Geschiebemergel.

Wasserriss 0,4 Kilometer südöstlich Gut Wiry.

0 — 0,4	Meter	Lehmiger Sand	= Oberer Geschiebemergel,
0,4 — 2,5	»	Lehm und Mergel	
2,5 — 5,3	»	Sand	= Unterer Sand und Mergelsand,
5,3 — 6,2	»	Mergelsand	
6,2 8,2	»	Sand	
		Mergel	= Unterer Geschiebemergel.

Komornik (Nordufer der Wirinka, an der Schmiede).

(Aufschluss.)

Tiefe		Schicht	
2 — 3	Meter	Lehm und Mergel	= Oberer Geschiebemergel,
4	»	Sand	= Unterer Sand und Grand,
0,5	»	wasserführender Grand	
		Mergel = Unterer Geschiebemergel.	

Plewisk.

Tiefe		Schicht	
0 — 0,6	Meter	Lehmiger Sand	= Oberer Geschiebemergel,
0,6 — 7,3	»	Lehm	
7,3 — 9,5	»	Gelber Sand	= Unterer Sand, Grand und Mergelsand,
9,5 — 10	»	Grand	
10 — 10,8	»	weisser Sand	
10,8 — 12	»	Thon	
12 — 13,5	»	Sand	
		Mergel = Unterer Geschiebemergel.	

Daneben finden sich natürlich auch vereinzelte Stellen, an denen die Mächtigkeit des unteren Sandes grössere Werthe erreicht.

Schilling.

Tiefe		Schicht	
0 — 2	Meter	Lehmiger Sand, Lehm- und Mergel = Oberer Geschiebemergel,	
2 — 7,5	»	Grandstreifiger Sand	= Unterer Sand und Grand,
7,5 — 12	»	Grand	
		Mergel = Unterer Geschiebemergel.	

Brunnen etwa 1 Kilometer westlich Naramovice.

(Mehrere Bohrungen.)

Tiefe		Schicht	
0,15 — 0,25	Meter	Lehmiger Sand	= Oberer Geschiebemergel,
2,5 — 4,5	»	Lehm und Mergel	
8,5 — 10,5	»	Sand und Grand = Unterer Sand und Grand.	

Domäne Strumin bei Kostschin.

Tiefe	Schicht	Deutung
0 — 2 Meter	Lehmiger Sand und sandiger Lehm	Oberer Geschiebemergel mit Sandnestern, an der Basis fast ganz aus Flammenthonmaterial bestehend,
2 — 12 »	Sandiger grauer Mergel	
12 — 14 »	Sand	
14 — 29 »	Grauer sandiger Mergel	
29 — 29,25 »	Kalkiger grandiger Sand	
29,25 — 34 »	Grauer sandiger Mergel	
34 — 36 »	Kalkiger grandiger Sand	
36 — 54 »	Grauer sandiger Mergel	
54 — 56 »	Kalkiger bunter Thon mit kl. Geschieben	
56 — 74,5 »	Kalkiger Sand (Spathsand)	= Unterer Diluvialsand.
74,5 — 75 »	Kalkiger grauer Sand mit viel Lignit	

Kavallerie-Kaserne in Bartholdshof.

Tiefe	Schicht	Deutung
0 — 0,3 Meter	Lehmiger Sand	= Oberer Geschiebemergel,
0,3 — 7,5 »	Lehm und Mergel	
7,5 — 8,0 »	Thonmergel	= Unterer Sand, Grand und Thonmergel.
8 — 12 »	Gelber Sand	
12 — 16 »	Grauer Sand Grand	

Im Gebiete der Nordwestthäler aber wächst die Mächtigkeit der unteren Sande, wie auch die S. 71—74 angeführten Bohrungen zeigen, gegen die Mitte der Thäler zu ganz beträchtlich, bis über 15 Meter, ohne dass sich irgendwo ein Anzeichen seitlicher Pressung nachweisen liesse, abgesehen von einigen später zu erwähnenden Aufpressungen in den Randgebieten. Diese ungestörte Lagerung der unteren Sande in den Senken des unteren Geschiebemergels beweist, dass die Sande in bereits vorhandenen Rinnen zur Ablagerung gelangten, dass das Bogdankathal und das Junikowothal mit ihren nordwestlichen und südöstlichen Fortsetzungen schon zur Interglacialzeit als Thalfurchen bestanden, deren Bildung auf tektonische Ursachen zurückzuführen ist.

Im Osten von Posen lassen die Bohrungen und Aufschlüsse eine Einsenkung in der Oberfläche des unteren Geschiebemergels nach dem Cybinathal, dem Gluwnathal und dem zwischen beiden gelegenen Theile des Warthethales erkennen, doch ist nur für das Cybinathal oberhalb der Lonczmühle die Biegung der Schichten nachweisbar, während die Abnahme der Mächtigkeit und das stellenweise Hervortreten älterer Ablagerungen in den anderen

Messtischblatt 1:25000	Fundort	Vorkommende Arten
Posen	Wolfsmühle	*Rhinoceros antiquitatis* BLUMENB.
Posen	Grandgrube am Schilling	*Elephas primigenius* BLUMENB. *Equus caballus* L. *Cervus elaphus* L. *Bison priscus* BOJ.
Posen	Grandgrube am Neu-Malta-Krug	*Rhinoceros antiquitatis* BLUMENB. *Elephas primigenius* BLUMENB. *Equus caballus* L.
Posen	Brunnen des Exerzierplatzes Gluwno	*Elephas primigenius* BLUMENB. *Cervus* sp. *Bos* sp. *Equus caballus* L.
Gurtschin	Grandgrube bei der Eisenbahn-Reparaturwerkstatt Wilda	*Rhinoceros antiquitatis* BLUMENB. *Elephas primigenius* BLUMENB.
Gurtschin	Ziegelei in Zabikowo	*Elephas primigenius* BLUMENB.
Gurtschin	Rataj	*Elephas primigenius* BLUMENB. *Cervus* sp.
Gurtschin	Grandgrube nördlich des Gutes Gr. Starolenka	*Rhinoceros antiquitatis* BLUMENB. *Elephas primigenius* BLUMENB. *Cervus elaphus* L.
Gondek	Grandgrube zu Splawie	*Elephas primigenius* BLUMENB.
Schwersenz	Grandgrube bei Mechowo	*Rhinoceros antiquitatis* BLUMENB. *Elephas primigenius* BLUMENB. *Equus caballus* L. *Cervus elaphus* L. *Cervus tarandus* L. (*groenlandicus?*) *Cervus capreolus* L. *Bison priscus* BOJ. *Bos* sp. *Ursus* sp.

Gebieten mehr für eine Erosionswirkung spricht, deren Alter indessen nur im Gluwnathale als interglacial zu erweisen ist, wo gleichfalls in die alte Thalrinne mächtige mergelsandartige Thonmergel eingelagert sind. Doch ist es nicht ausgeschlossen, dass auch die zum Theil sehr mächtigen interglacialen Sande im Warthethale, zum Beispiel am Schilling, in einer bereits vorhandenen Senke zur Ablagerung gelangten.

Wie bereits von F. Wahnschaffe[1]) erwähnt wurde, fanden sich in den interglacialen Sanden der Umgegend von Posen an mehreren Stellen Reste einer Säugethierfauna, die gegenwärtig grösstentheils im Provinzialmuseum zu Posen aufbewahrt werden. Die Verbreitung der einzelnen Arten an den verschiedenen Fundorten ist aus vorstehender Zusammenstellung zu ersehen.

Demnach sind auf interglacialer Lagerstätte in der Umgegend von Posen nachstehende Säugethiere nachgewiesen worden und die beigefügte, die Anzahl der Fundorte angebende Zahl giebt die Möglichkeit, die Häufigkeit des Vorkommens danach zu beurtheilen, wobei noch zu bemerken ist, dass noch zahlreiche den interglacialen Schichten entstammende Säugethierreste bei Baggerungsarbeiten aus dem Warthebette gehoben wurden.

Rhinoceros antiquitatis Blumenb.	5
Elephas primigenius Blumenb.	9
Equus caballus L.	4
Cervus elaphus L.	3
Cervus tarandus L. (*groenlandicus?*)	1
Cervus capreolus L.	1
Cervus sp.	2
Bison priscus Boj.	2
Bos sp.	2
Ursus sp.	1

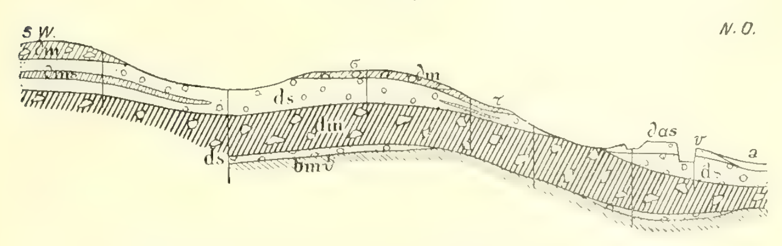
Die Grundmoräne der letzten Vereisung kleidete die interglacialen Rinnen aus, ohne sie indessen ganz zu erfüllen, und trug noch stellenweise durch Aufpressung der alten Thalränder, die dann die Grundmoräne in Durchragungen durchbrechen, zur

[1]) Dieses Jahrbuch für 1896, S. LXXX.

Vergrösserung der Höhenunterschiede in diesen Gebieten bei[1]). So sehen wir am Rande des Junikowothales bei Lassek (Bl. Gurtschin), wie das Profil 3 zeigt, den oberen Geschiebemergel, dessen



Profil 3.



Längenmaassstab 1 : 25 000. Höhenmaassstab 1 : 2500.
Profil bei Lassek.

---

[1]) Als solche Folgen des Eisdruckes hat man wohl auch die auffallenden Aenderungen in der Mächtigkeit des oberen Geschiebemergels und des unteren Sandes aufzufassen, wie sie an einzelnen Stellen nördlich des Bogdankathales, z. B. bei Strumin und westlich von Naramovice, nachgewiesen wurden, wo der untere Sand über 19 bezw. 11 Meter mächtig wird. Aehnliche Verhältnisse zeigen auch die Bohrungen westlich von Posen zwischen dem Bogdanka- und Junikowothale, in der Gegend von Eduardsfelde, Marcellino und Palacz, wo oberer Geschiebemergel bis 17 Meter, untere Sande mit Mergelsanden über 10 Meter mächtig gefunden wurden, wie nachstehende Bohrungen zeigen.

Schiessstände bei Eduardsfelde.
(Mehrere Bohrungen.)

Mächtigkeit		Schicht	
0,4 — 0,7	Meter	Lehmiger Sand	= Oberer Geschiebemergel.
8 — 10	»	Lehm und Mergel	
1,7 — 3,1	»	Sand	= Unterer Sand und Thonmergel.
0,7 — 2	»	Thonmergel	
1 — 9	»	Sand	

Marcellino.
(Mehrere Bohrungen.)

Mächtigkeit		Schicht	
0,25	Meter	Lehmiger Sand	= Oberer Geschiebemergel.
5 — 7,75	»	Lehm und Mergel	
3 — 7	»	Sand = Unterer Sand.	

Brunnen westlich Palacz.
(Mehrere Bohrungen.)

Mächtigkeit		Schicht	
0,25	Meter	Lehmiger Sand	= Oberer Geschiebemergel.
0,25 — 0,4	»	Lehm	
3,8 — 7,4	»	Sand	= Unterer Sand, Grand und Thonmergel.
1 — 1,4	»	Grand	
		Thonmergel	

Unterkante am Warthegehänge gewöhnlich in einer Meereshöhe von 80 Meter liegt, sich in dünner Decke bis auf die zweite der diluvialen Wartheterrassen, bis auf 70 Meter, herunterziehen, während die Oberkante des unteren Geschiebemergels gleichfalls eine bedeutende Einsenkung zeigt. Aehnliche Verhältnisse lassen sich auch auf der Nordseite des Gluwnathales, zwischen Gluwno und Kozieglowy (Bl. Posen) beobachten, wenn auch nicht in solchem Maasse, wie bei Lassek. Es scheint dies mit dafür zu sprechen, dass dieser Theil des Warthethales zu dem interglacialen Thalsystem zu rechnen ist.

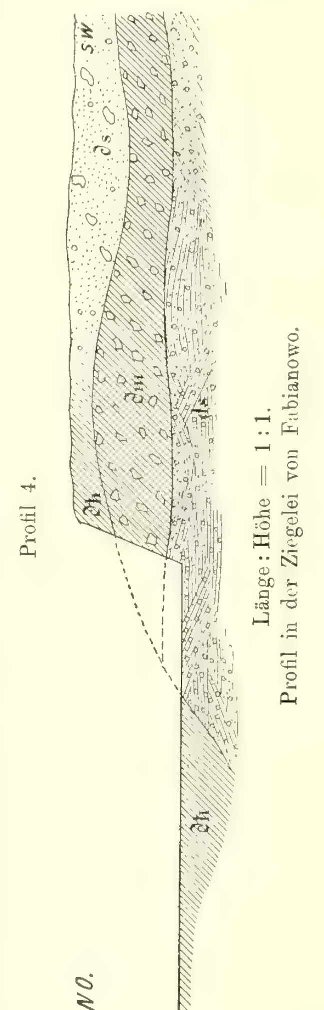
Die so bereits vor und bei der Ablagerung des oberen Geschiebemergels geschaffenen Thalzüge dienten später neben jüngeren erst beim Abschmelzen des Eises durch Erosion geschaffenen Senken [1]) den Schmelzwassern des letzten Inlandeises als Abflussrinnen, die sie allmählich durch Erosion vertieften und mit neuen Ablagerungen erfüllten. Nach NW. verlängert führen die alten Thäler zu dem Steingebiete von Krzyzownik, zum Gr.-Kiekrz-See und dem Samicathale, welche bereits früher als Theile eines alten Thales angesprochen wurden [2]). Von den in diesen Thälern abgelagerten oberdiluvialen Gebilden verdienen nach den bereits früher geschilderten Steinmassen von Krzyzownik, die, wie hier ausdrücklich betont sei, nichts mit Endmoränen zu thun haben, sondern ebenso, wie die entsprechenden Bildungen von Rogierowko am Nordende des Gr.-Kiekrz-Sees und von Mrowino, lediglich als in den Senken entstandene Auswaschungsrückstände des Geschiebemergels aufzufassen sind, besonderes Interesse die in einzelnen Gebieten sich zeigenden Thonmergel. An mehreren Stellen, besonders an der Eisenbahn im N. der Ziegelei von Gurtschin

---

[1]) Als solche jüngeren Senken sind beispielsweise das Wirinkathal zwischen Gluchowo und Lenschütz, sowie die Seenrinne zwischen Konarzewo, Rosnowo-Hauland und Jaroslaviec aufzufassen, obgleich ihre Entstehung auch wiederum mit dem grossen Durchragungszuge von Marienberg-Chomencize-Konarzewo eng zusammenhängt. Die letztgenannte Seenrinne bildete ursprünglich wohl eine Kette von Strudellöchern, ebenso wie die senkrecht zu ihr stehende Senke zwischen Komornik, Rosnowko und Rosnowo-Hauland, und nahm erst später den Charakter einer Rinne an.

[2]) Dieses Jahrbuch für 1895, S. CX u. CXI.

und in der Ziegelei von Fabianowo kann man beobachten, wie die oberdiluvialen Sande allmählich und durch alle Zwischenstufen, Feinsand, thonstreifiger Sand und sandstreifiger Thon, in Thonmergel übergehen, welche stellenweise eine sehr beträchtliche Mächtigkeit besitzen. Diese Thonmergel stellen kalkreiche, meist fette und zuweilen durch Einschaltung feiner Sandlagen das Aussehen von Bänderthonen annehmende Massen von grauer bis blaugrauer Farbe dar, in welchen sich indessen auch häufig roth und braun gefleckte Lagen finden, sodass sie äusserlich dem Posener Flammenthon ähnlich werden, mit dem sie auch von von Rosenberg - Lipinsky [1]) verwechselt wurden, während sie Girard [2]) mit den unterdiluvialen Mergelsanden von Gluwno vereinigte. Profil 4 giebt ein in der Ziegelei von Fabianowo sich zeigendes Profil wieder, welches einerseits die Lagerungsverhältnisse der Thonmergel, andererseits den Aufbau des Junikowo-Thales veranschaulicht. Der obere Geschiebemergel wird von Geschiebesanden überlagert, welche allmählich in Thonmergel übergehen, während unter dem Geschiebemergel der untere Sand hervortritt. Der Geschiebemergel keilt nach NO. zu aus, sodass die Thonmergel sowohl auf als auch neben dem Geschiebemergel und schliesslich in einer Furche im unteren Sande liegen. Da, wo die alten Thäler vom heutigen Warthethale gekreuzt werden, bei Posen und Zabikowo, zeigt die oberflächliche Ver-



Profil 4.

Länge : Höhe = 1 : 1.
Profil in der Ziegelei von Fabianowo.

[1]) Dieses Jahrbuch für 1890, S. 58.
[2]) Nordd. Ebene S. 111.

breitung der Thonmergel, welche hier auf oberem Geschiebemergel, unterem Sande und unterem Geschiebemergel lagern, eine beträchtliche Erweiterung nach N. und S. gegenüber den anderen Theilen der Thäler, und dies scheint dafür zu sprechen, dass sich hier seeartige Erweiterungen der Thäler befanden, in denen die Gewässer sich stauten und nur langsam weiterflossen, sodass in diesem Theile der Thalläufe eine Thonablagerung erfolgte.

Die in diesen und anderen, ähnlich gebildeten Rinnen strömenden Schmelzwasser sammelten sich in der breiten, von Posen nur 18 Kilometer entfernten Senke des Warschau-Berliner Hauptthales [1]). Allmählich aber wurde der dieses Thal im Norden begrenzende Landriegel durchnagt, sodass für die Gewässer des Hauptthales ein Abfluss nach N., zum Thorn-Eberswalder Hauptthal geschaffen wurde. In der Gegend von Posen lassen sich zwei derartige nach N. gerichtete Durchbruchsthäler nachweisen, die wiederum auch mit einander in Verbindung traten. Diese Durchbruchsthäler sind das heutige Warthethal unterhalb Moschin und die heute flache Senke zwischen Santomischel, Kurnik, Gondek und Kobylepole bei Posen. In diesen Thälern und den sie mit einander verbindenden Senken, dem Koppelbachthale zwischen Kurnik und Czapuri und dem Cybinathale zwischen Kobylepole und Posen, finden sich mehrere, verschiedenen Abschnitten der Entwickelungsgeschichte der Durchbrüche entsprechende Thalstufen, deren Zusammensetzung und Verbreitung einen Einblick in diese Entwickelungsgeschichte gewährt. Die

[1]) Für die von Keilhack (Verh. Ges. f. Erdkunde zu Berlin 1899, Taf. 1) als zu diesem Hauptthal gehörig angegebene Lage des Eisrandes in der Gegend von Posen bieten die Ergebnisse der geologischen Specialaufnahme keinen Anhalt. Entweder wird hier die Lage des Eisrandes durch einen der grossen Durchragungszüge, etwa den von Marienberg, bezeichnet, hatte dann also sowohl westlich als östlich der Warthe eine nordwest-südöstliche Richtung, oder aber der Eisrand war, was wahrscheinlicher ist, soweit vom Hauptthale entfernt, dass das gesammte Gebiet der Nordwestthäler, welches sich nach W. bis in die Gegend von Buk, Pinne, Scharfenort und Samter, nach O. bis Pudewitz und Wreschen, nach N. wohl bis über Obornik hinaus verfolgen lässt, im Vorlande des Eisrandes lag. Mit der Lage des Eisrandes ändert sich aber auch die der von Keilhack in der Gegend von Posen angegebenen Schmelzwasserzuflüsse in der Weise, wie vorstehend genauer erörtert wurde.

höchste dieser Terrassen, welche sich in dem Gebiete zwischen dem Hauptthale und Posen von 79 Meter bis 74 Meter senkt, besteht fast ausschliesslich aus eingeebneten älteren Diluvialablagerungen, unterem Geschiebemergel, unterem Sande und an den Stellen, wo die alten Thäler gekreuzt werden, aus oberem Geschiebemergel, Geschiebesand und oberdiluvialen Thonmergeln, während Neubildungen, echte Thalsande, fast ganz fehlen. Es spricht dies dafür, dass diese höchste Terrasse durch Wassermassen gebildet wurde, welche nahe dem oberen Rande des völlig gefüllten Hauptthales flossen, also keine Sedimente führten, und hier erst, im Anfange der Durchbruchsthäler die Schuttmassen bildeten, welche sie weiter unterhalb ablagerten. In dem Gondek-Durchbruche ist diese Hochterrasse überall entwickelt, und ebenso ist ihr ehemaliges Vorhandensein im Koppelbachthale durch einige Reste bei Gluszyn erwiesen. Im Warthethale dagegen fehlt sie oberhalb des Koppelbachthales heute gänzlich, und es ist nicht unmöglich, dass der Warthedurchbruch bei Moschin erst in späterer Zeit entstand und dass die frühere Fortsetzung des Warthethales durch das Koppelbachthal gebildet wurde, während andererseits auch das frühere Vorhandensein dieser Terrasse oberhalb des Koppelbaches und ihre spätere Erosion nicht unmöglich ist. Bei der Zusammensetzung der zweiten Thalstufe, welche von 74 Meter am Hauptthale bis auf 64 Meter bei Posen sinkt, spielen echte Thalsande schon eine grössere Rolle, obgleich auch sie lediglich als umgelagerte ältere Bildungen aufzufassen sind und nur der Geschiebesand in dieser Terrasse völlig fehlt. Diese zweite Stufe ist im Gondek-Durchbruche nicht mehr zur Entwickelung gelangt, während sie im Warthedurchbruch eine grosse Verbreitung besitzt und das ganze Koppelbachthal erfüllt, so dass hier nur hin und wieder, durch die spätere Erosion freigelegt, der ältere Untergrund, oberdiluviale Thonmergel, zu Tage tritt. Diese Verbreitung der Thalstufe beweist, dass im Warthedurchbruch, wahrscheinlich wegen des Vorhandenseins vorher gebildeter Becken, die Tieferlegung der Thalsohle schneller erfolgte als in dem Gondek-Durchbruche, dass die Gewässer des angezapften Hauptthales den bequemeren Weg nach Norden wählten und nun das tiefere Warthe-

thal durch die Koppelbachsenke das Wasser des Gondek-Thales an sich zog, wodurch dieses letztere seine Bedeutung als nördlicher Abfluss des Hauptthales verlor und dem Warthethale tributär wurde, ohne dass in ihm die alte Thalsohle tiefer erodirt werden konnte. Die tiefste diluviale Thalstufe liegt im Warschau-Berliner Hauptthale in einer Meereshöhe von 66 Meter und senkt sich bis Posen auf 60 Meter. Sie besteht fast ausschliesslich aus neu aufgefüllten Schuttmassen, und nur am Rande der alten Thäler und in der Tertiäraufragung bei Posen, welche in einer verhältnissmässig schmalen Rinne durchschnitten ist, finden sich noch eingeebnete Diluvial- und Tertiärablagerungen. Diese unterste Diluvialterrasse bildete sich zu einer Zeit, als das südliche Hauptthal bereits seine Wassermengen verloren hatte, und stellt die unmittelbare Fortsetzung der Thalsohle des Warschau-Berliner Thales dar. Sie findet sich nur noch im Warthedurchbruche und fehlt im Gondek-Thale und im Koppelbachthale, ein Beweis dafür, dass die in jenen Senken der Warthe zufliessenden Gewässer nicht mehr die Kraft hatten, in die alte Thalsohle eine neue Stufe einzugraben.

Entsprechend der Vertiefung des Warthedurchbruches wurden auch die hydrographischen Verhältnisse in den übrigen Theilen der alten Nordwestthäler verändert. Während wohl noch das ganze Junikowo-Thal, wenn auch wasserarm, als Nebenthal der Warthe weiter bestand, bildete sich im Bogdanka-Thale bei Psarskie eine kleine Wasserscheide aus, von der die Gewässer nach SO. und NW. der Warthe zuströmten. Allmählich aber wurde der schmale Riegel zwischen Bogdankathal und Kiekrz-See durchbrochen, das tiefer gelegene untere Samicathal zog die Gewässer des oberen Junikowo-Thales, des oberen Samicathales an sich und durch je eine Wasserscheide innerhalb des Steingebietes von Krzyzownik und bei Mrowino wurde das Junikowo-Thal in mehrere Thäler geschieden. So entstand der hakenförmige Lauf der heutigen Samica durch zwei ursprünglich getrennte Thalsandgebiete [1]).

[1]) Vergl. Geol. Specialkarte von Preussen etc. Blatt Sady (Lief. 88).

Auf allen Terrassen des Warthedurchbruches finden sich an Stellen, wo ältere Bildungen zerstört wurden, grössere oder geringere Anhäufungen von Erosionsrückständen, besonders den aus dem Geschiebemergel ausgewaschenen Geröllen und Geschieben. Solche Geröllanhäufungen waren es wohl, die Berendt und Keilhack[1]) auf die Vermuthung brachten, eine Endmoräne könne 6 Kilometer oberhalb Posens das Warthethal kreuzen, weil dort grössere Geschiebemengen gewonnen würden.

Alle Ablagerungen, welche oberhalb Posens bis Moschin tiefer als 60 Meter liegen, gehören dem Warthe-Alluvium an, da zahlreiche Beobachtungen ergeben haben, dass dies die oberste Grenze ist, bis zu welcher die Hochwasser der Warthe zu steigen vermögen. Innerhalb dieser Zone kann man stellenweise wieder deutlich zwei Stufen unterscheiden, deren untere das Gebiet umfasst, welches alljährlich überschwemmt wird, während die obere nur bei ausserordentlichem Anschwellen des Flusses, wie beispielsweise in den Jahren 1888 und 1889, überfluthet wird. Die Grenze zwischen diesen beiden Stufen ist indessen keine feste, sondern wird bei jedem Hochwasser verändert. In der unteren Alluvialstufe hat die Warthe mehrmals ihre Stromrinne verlegt, so dass eine ganze Anzahl theils abgeschnürter und mit Torf erfüllter, theils heute noch vom Strom benutzter Arme nachzuweisen war, besonders zwischen Lenschütz und Luban und in Posen selbst. Hier bildete die Warthe ehemals fünf Arme, die heutige breite Mündung der Cybina mit dem II. Vorfluthgraben, den I. Vorfluthgraben, den heutigen Warthelauf, die in jüngster Zeit verschüttete, sich dicht oberhalb der Wallischeibrücke mit der Warthe vereinigende sogenannte Faule Warthe und den von dieser sich abzweigenden, theils verschütteten, theils überdeckten Karmelitergraben.

---

[1]) Dieses Jahrbuch für 1894, S. 249.

Die Stillstandslagen des letzten Inlandeises und die hydrographische Entwickelung des pommerschen Küstengebietes.

Von Herrn **K. Keilhack** in Berlin.

(Hierzu Tafel VII—XX und ein besonders erscheinender Atlas.)

Es ist schon seit längerer Zeit die Ansicht ausgesprochen und vertreten, dass die grossen Thalzüge, die in ungefähr ostwestlicher Richtung das norddeutsche Flachland durchziehen, als Randthäler des sich zurückziehenden letzten Inlandeises aufzufassen sind, dass sie dazu dienten, die Schmelzwasser desselben und die von den Mittelgebirgen kommenden Flüsse dem nächsten Meeresbecken zuzuführen. Es ist aber bisher noch kein Versuch gemacht worden, die Lage des Eisrandes während der verschiedenen Phasen der sogenannten Urstromthalbildung einer genaueren Prüfung zu unterziehen und damit zugleich einen Anhalt für die Art und Weise des Rückzuges des letzten Inlandeises zu gewinnen. In dieser Hinsicht herrscht viel mehr noch eine nicht unbedeutende Verwirrung, die unter anderem in der Art der Zusammenfassung der bisher beobachteten Endmoränen zu grossen Zügen zum Ausdrucke gelangt.

Die Entstehung der Urstromthäler in Beziehung zu setzen zu den verschiedenen Etappen des Eisrückzuges soll die erste Aufgabe der vorliegenden Abhandlung sein.

Berendt unterscheidet vier Urstromthäler, von denen das Thorn-Eberswalder Thal das nördlichste ist. Es soll meine zweite

Aufgabe sein, zu zeigen, dass auch nördlich vom Baltischen Höhenrücken die hydrographische Entwicklung nach den gleichen Grundsätzen sich vollzog, wie südlich davon, dass hier ein fünfter, Hunderte von Kilometern langer Urstrom sich bildete und dass hier, wie auch an einigen Stellen südlich vom Höhenrücken, neben den Thälern ausgedehnte glaciale Stauseen geschaffen wurden.

I. Die Rückzugsetappen der letzten Eiszeit südlich vom Baltischen Höhenrücken.

Norddeutschland hat drei Eiszeiten über sich ergehen lassen müssen, von denen die zweite an Umfang die letzte weit übertraf. Im Verbreitungsgebiete der dritten treten die Ablagerungen und die Einwirkungen der mittleren nur an verhältnissmässig wenigen Stellen in die Erscheinung, während die Sedimente der jüngsten Eiszeit im gesammten von ihr eingenommenen Gebiete offen zu Tage liegen und die mit ihr zusammenhängenden Erscheinungen der Thalbildung sozusagen mit Händen sich greifen lassen. In Folge dessen beschränken sich meine Untersuchungen auf die Thalbildungsprocesse der letzten Eiszeit, und ich beginne mit demjenigen Thale, welches vor dem Eisrande lag, als das Eis seine Hauptausdehnung besass.

1. Die südlichste Randlage des letzten Inlandeises.

Die Frage nach der Lage dieses Thales hängt auf das engste mit derjenigen nach der Verbreitung der jüngsten Grundmoräne, des Oberen Geschiebemergels, zusammen; darüber haben bis jetzt bekanntlich nur Penck [1]) und Klockmann [2]) Untersuchungen angestellt. Der letztere, der eine Reihe von bei den geologischen Specialaufnahmen gemachten Beobachtungen seiner Collegen benutzen konnte und dadurch Penck gegenüber sich im Vortheile befand, verlegt die südliche Grenze des letzten Inlandeises in eine Linie, die nördlich von dem Glogau- Baruther Hauptthale und seiner Fortsetzung, dem unteren Elbthale von Wittenberge ab, ge-

---

[1]) Mensch und Eiszeit. Arch. für Anthropol. XV, 3. Braunschweig 1884.

[2]) Die südliche Verbreitungsgrenze des oberen Geschiebemergels u. s. w. Dieses Jahrbuch für 1883, S. 238.

legen ist. Der Fläming und seine nordwestliche Fortsetzung, die Lüneburger Heide, sollen keine Grundmoräne der letzten Eiszeit mehr tragen und die genannten Thäler demnach zusammen das Randthal des letzten Inlandeises bilden.

Wesentlich anders hatte lange vorher Penck die südliche Grenze des letzten Inlandeises gezogen. Sie verläuft bei ihm von der Zuider See über Minden, Braunschweig, Helmstedt, Magdeburg, Eilenburg, Riesa, Bautzen, Bunzlau, Brieg und Oppeln nach Polen hinein. Während Klockmann seine Grenze im Allgemeinen nach dem negativen Merkmale des Auftretens nur einer Grundmoräne zog, liess Penck sich von dem Gedanken leiten, dass der Löss die Verbreitungsgebiete der jüngsten Eiszeit flieht, und liess seine Grenze derselben mit dem Nordrande der Lössverbreitung zusammenfallen.

Ein eigenthümlicher Zufall hat es gefügt, dass die Frage nach der Ausdehnung der letzten Eiszeit auch heute noch zu den offenen gehört, der Umstand nämlich, dass fast das gesammte Gebiet, in welchem diese Grenze verlaufen muss, von den Aufnahmearbeiten des Preussischen Generalstabes noch nicht berührt ist, und dass in Folge des Mangels von Messtischblättern auch die geologischen Specialuntersuchungen in diesen Gebieten noch fehlen. Trotz dieser Hindernisse ist unsere Kenntniss in den letzten 15 Jahren doch so weit gefördert worden, dass wir die Grenzen beider genannter Autoren einer Kritik und Berichtigung unterziehen können. Zunächst hat es sich mit voller Gewissheit gezeigt, dass das Glogau-Baruther Thal nicht, wie Klockmann wollte, ausserhalb des Bereiches der letzten Vereisung lag, sondern dass es von derselben ganz erheblich nach Süden hin überschritten wurde. Die geologischen Specialaufnahmen auf dem Fläming in der Gegend von Burg, Ziesar und nördlich von Belzig haben nämlich das Auftreten des Oberen Geschiebemergels auf diesem Höhenrücken, der das Glogau-Baruther Thal von dem südlichen folgenden Elster-Elbethale scheidet, mit vollster Sicherheit ergeben. Er bildet hier einige grössere und zahlreiche kleine Flächen, die entweder offen zu Tage treten oder unter einer Decke von oftmals recht steinigem Grande und Sande begraben sind. Auch von den mehr nach

S. gelegenen Theilen des Fläming sind mir grössere Flächen Oberen Mergels bekannt, so zwischen Belzig und Raben und auf der Höhe zwischen Niemegk und Kropstedt. Dagegen habe ich auf der noch weiter nach S. folgenden Abdachung des Fläming zum Elbthale keine Platten Oberen Mergels mehr beobachten können. Halten wir damit zusammen einmal das Auftreten von Endmoränen auf dem Fläming, die ich bis jetzt aus der Gegend von Hagelberg bei Belzig und auf dem Galgenberge bei Nieken unweit Zerbst kenne, und sodann das gänzliche Fehlen einer Spur von Oberem Geschiebemergel auf der südlich von Wittenberg zwischen Elbe und Mulde folgenden Hochfläche [1]), so sind wir zu der Annahme berechtigt, dass die Höhe des Fläming mit dem Rande des letzten Inlandeises während seiner Hauptausdehnung zusammenfiel, und dass das Thal südlich vom Fläming, in welchem die schwarze Elster und Elbe heute fliessen, die Aufgabe hatte, die Schmelzwasser des Eises zur Nordsee zu befördern. Dieses Thal aber ist das von Berendt als Breslau-Hannoversches bezeichnete; wenn wir dasselbe also nach O. und W. hin verfolgen, so gewinnen wir in den Hochflächen, die es von dem nächst nördlichen Glogau-Baruther Thale trennen, die Linie für die wahrscheinliche weitere Südgrenze des letzten Inlandeises. Die östliche Fortsetzung des Fläming verläuft in ausgesprochener Weise als Höhenrücken, der im Rückenberge sich auf 234 Meter erhebt, über Finsterwalde und Spremberg auf Sorau zu, bildet dann südlich von Glogau ein bis 200 Meter sich erhebendes Plateau (das Katzengebirge), setzt östlich von der Oder in den Trebnitzer Höhen fort und erreicht über Oels, Namslau und Kreuzburg die polnische Grenze. Das Thal, welches südlich von diesem Höhenzuge liegt, wird heute benutzt von der polnischen Grenze bis Oppeln von der Malapane, von da bis Parchwitz von der Oder, bis Liegnitz von der Katzbach und bis Haynau von der schnellen Deichsel. Hier schliesst sich nach W. hin ein ungeheures Sandgebiet an bis in die Gegend von Spremberg, welches ich als einen Sandr auffasse, der von zwei

---

[1]) Die Einschnitte der Eisenbahn Pretzsch-Düben. Dieses Jahrbuch für 1895, Bd. XVI.

Seiten her gebildet wurde, nämlich einmal vom Eisrande her durch die demselben entströmenden Schmelzwasser und sodann durch die vom Lausitzer-, Iser- und Riesengebirge herabströmenden Gewässer: Bober, Queis, Neisse und Spree. Diese Flüsse müssen in der Periode der Hauptausdehnung der letzten Eiszeit sehr erheblich viel grössere Wassermassen geführt haben, als heute, da sie aus einem theilweise vergletscherten, zum andern Theile mit ausgedehnten Firnschneedecken überkleideten Gebirge kamen, und da Ursache zu der Annahme vorhanden ist, dass in jener Periode sehr viel nennenswerthere Niederschläge fielen, als in unsern Tagen. Die Aufschüttung von Seiten der von S. her kommenden Flüsse wird auch noch fortgedauert haben, als sich der Rand des nordischen Eises bereits etwas weiter nach N. zurückgezogen hatte, und aus diesem Grunde ist der Charakter des Längenthales auf dieser Strecke etwas verwischt. Sehr deutlich setzt er dagegen von Hoyerswerda und Senftenberg an wieder ein, wo der aus Tertiär bestehende Südrand des östlichen Fläming und die Granit und silurische Grauwacke bergenden Höhen entlang der Halle-Sorau-Gubener Bahn die beiden Thalränder bilden.

Am Fläming kann man die Beobachtung machen, dass die Grundmoräne, der Obere Geschiebemergel, in den Gebieten, die dem Südrande der Hauptausdehnung des Eises nahe liegen, aufhört, geschlossene grosse Flächen und Schichten von nennenswerther Mächtigkeit zu bilden, dass er sich auflöst in zahlreiche kleine, zusammenhangslose Flächen, und dass seine Mächtigkeit eine unbedeutende wird. Da nun östlich der Oder in den Gebieten nördlich des Bartschthales bei Kröben, Krotoschin und Ostrowo noch sehr ausgedehnte zusammenhängende Flächen von Oberem Geschiebemergel sich finden, so liegt der Schluss nahe, dass das Bartschthal noch vom Eise überschritten wurde und dass die zerlappten Reste seiner Grundmoräne auf dem südlich folgenden Katzengebirge (Trebnitzer Höhen) zu suchen sind.

Mit noch grösseren Schwierigkeiten hat man zu kämpfen, wenn man den Südrand des letzten Inlandeises über den Fläming hinaus weiter nach W. verfolgen will. Die von Penck gezogene Linie geht zweifellos viel zu weit nach S. und W., denn im

Oldenburgischen und Braunschweigischen giebt es sicher keine Grundmoränen aus dieser Zeit mehr. Aber auch die KLOCKMANN-sche Grenze nördlich vom unteren Elbthal steht nicht im Einklange mit der Südrandlage auf dem Fläming. Dieser Höhenrücken setzt, nur durch das verhältnissmässig schmale Elbthal zwischen Burg und Magdeburg unterbrochen, in den Hochflächen der Altmark und in der Lüneburger Haide mit wenig veränderter Strichrichtung fort, und es will mir als das natürlichste erscheinen, diesen Höhenrücken auch weiterhin als den Träger des südlichen Eisrandes anzusehen. Ich werde wesentlich durch zwei Umstände dazu geführt: der erste ist der ungeheure Sandr, der sich nördlich von Wolmirstedt und Neuhaldensleben auf Gardelegen zu erstreckt und dort an stellenweise linear angeordnete Stein- und Kieskuppen anstösst, die grosse Aehnlichkeit mit Endmoränen zu besitzen scheinen, und der zweite Grund ist das Vorhandensein eines Thales, welches vom Elbthale bei Kalbe sich abzweigend durch die Thäler der heutigen Bode, des Oschersiebener Bruches, der Oker und Aller zur unteren Weser sich verfolgen lässt. Ob aber der eben angedeutete Thalzug nicht ein Product der Haupteiszeit ist und ob nicht etwa die gesuchte Fortsetzung unseres Randthales nördlich von der Magdeburger Börde von Magdeburg aus über Mützendorf, Ammendorf und Neuhaldensleben auf Calvörde im Drömling zu und von dort weiter im Allerthale verläuft, das ist eine Frage, die erst durch die Specialaufnahmen in der südlichen Altmark und in der Provinz Hannover zur Entscheidung gebracht werden wird.

Die geologischen Specialkarten der Altmark in der Gegend von Stendal, Calbe und Gardelegen zeigen keinen oberen Geschiebemergel. Wenn man aber bedenkt, dass dieselben in einer Zeit ausgeführt wurden, zu der die grossen Fragen des Diluviums alle noch schlummerten, so darf man sich nicht allzusehr darüber wundern; ob er südlich des Elbthales überhaupt ganz fehlt oder ob die steinreichen Geschiebesande dieser Hochfläche ihn vertreten, wird sich in kurzer Zeit bei den geologischen Specialaufnahmen in der Gegend von Lenzen, Lüneburg und Stade zeigen.

Aus allen diesen Gründen habe ich auf der beigegebenen Uebersichtskarte Taf. VII an der Elbe bei Magdeburg sowohl den

Südrand der letzten Vereisung, wie die Fortsetzung des Randthales derselben endigen lassen. Die Deutung Wahnschaffe's der unter dem Löss der Magdeburger Börde liegenden Steinsohle als eines Rückstandes der jüngsten Grundmoräne, möchte ich zur Ziehung der gesuchten Linie nicht benutzen, weil mir das jungglaciale Alter des Magdeburger, sowie überhaupt des norddeutschen Randlösses nicht mit vollkommener Sicherheit nachgewiesen zu sein scheint.

2. Die erste Stillstandsetappe im Rückzuge des letzten Inlandeises nördlich vom Glogau-Baruther Thal.

Auf sehr viel sichereren Boden gelangen wir, wenn wir die Lage des Eisrandes zur Zeit der Entstehung des nächst nördlichen Randthales zu bestimmen versuchen. Berendt hat den Verlauf dieses Thales, welches er als das Glogau-Baruther bezeichnet hat, so genau angegeben, dass ein Hinweis auf seine Abhandlungen und auf die beigegebene Karte Taf. VII genügt. Wenn wir die Lage des zu diesem Thale gehörenden Eisrandes genauer festzustellen versuchen, so sind wir hier wie auch bei den weiter im Norden folgenden Stillstandslinien wesentlich auf drei Kennzeichen angewiesen, die wir zunächst auf ihre Beweiskraft zu prüfen haben.

1. Das untrüglichste Kennzeichen eines länger währenden Stillstandes während der Rückzugsperiode eines Inlandeises bilden die Endmoränen. Ueber die frühere einschränkende Auffassung, die die Blockpackungen als einzige untrügliche Merkmale des Endmoränencharakters einer Bildung anerkannte, ist man heute hinaus, und erkennt als Endmoränen auch wallartige Erhebungen an, die durch den Druck des einseitig lastenden Eises vor seinem Rande aufgepresst und gelegentlich und häufig, aber nicht immer, mit Blöcken beschüttet wurden (Staumoränen). Ebenso entfallen unter den Begriff der Endmoränen auch solche Gebiete, in denen die sonst in Wällen und Rücken angeordnete Blockpackung wegen der sehr ebenen Oberfläche des Stillstandsgebietes über eine grössere Fläche hin ausgebreitet wurde (Beschüttungsgebiete).

2. Das zweite Kennzeichen für länger währenden Stillstand des Eisrandes bietet uns die sogenannte Moränenlandschaft, jene

Landschaftsform, die geologisch durch das Vorherrschen des Geschiebemergels, topographisch durch höchst unregelmässige Hügelbildung und hydrographisch durch das Auftreten zahlloser geschlossener Depressionen, Seen und Moore charakterisirt wird. Vielfach steht sie in ihrem Auftreten in enger räumlicher Beziehung zu den Endmoränen, die dann nur als eine den äusseren Rand bildende Steigerung aller ihrer Eigenschaften erscheinen. Eben so oft aber tritt sie ohne Begleitung derselben auf und ist auch in diesem Falle Verräther einer Stillstands- oder Oscillationsperiode des Eises.

3. Das dritte Kriterium endlich bieten uns die fluvioglacialen Sedimente. Solange ein Eisrand in gleichmässigem Zurückweichen begriffen ist, erlangen die von seinen Schmelzwassern abgelagerten Sedimente weder grosse Mächtigkeit, noch überkleiden sie grosse zusammenhängende Flächenräume. Wäre es anders, so wären grosse, offen zu Tage liegende Grundmoränenflächen überhaupt nicht und nirgends zu erwarten, da sie ja nothgedrungen unter den noch jüngeren Abschmelzungsbildungen begraben sein müssten. Erst wenn der Eisrand stabil wird, stellen sich, an der Endmoräne beginnend, mächtige fluvioglaciale Sedimente ein, deren Oberfläche vom Eisrande abfällt. Diese Sedimente reichen soweit nach S. — indem sie dabei in ihrer Korngrösse immer mehr abnehmen und in ihrem topographischen Verhalten aus Hochflächensanden in Thalsande übergehen —, bis sie das im Süden zunächst folgende Längen- und Randthal erreichen, in denen die sie ablagernden Gewässer weiter fliessen. In Folge dessen besteht ein ausserordentlich inniger Zusammenhang zwischen den Ablagerungen jener als Sandr bezeichneten Hochebenen und den in den Thälern aufgeschütteten Thalsandflächen, ein Zusammenhang, der sich durch einen ganz unmerklichen Uebergang beider verräth. Dieser Zusammenhang macht sich sehr unangenehm bemerkbar bei der Kartirungsarbeit: beginnt man das Werk an der Endmoräne, und arbeitet man von hier aus nach S., so wird man die Hochflächensande bis nahe an das Hauptthal heranführen, während man bei umgekehrter Richtung der Arbeit schliesslich mit seinem Thal-

sande auf Hochflächen hinauf gelangt, denen jede seitliche Begrenzung, also auch jeder Thalcharakter mangelt.

Wenn wir unter Benutzung der eben angeführten drei Kriterien die Lage des Eisrandes zur Zeit der Entstehung des Glogau-Baruther Thales zu ermitteln suchen, so thun wir gut, uns auf den Boden des deutschen Reiches zu beschränken, da die russischen Nachbargebiete topographisch und geologisch noch gar zu wenig durchforscht sind.

a) Von der russischen Grenze bis zur Oder: durch den südlichen Theil der Provinz Posen zieht sich ein Endmoränenzug hindurch, der an der Prosna bei Pleschen beginnt und über Dobrschytza, Obra und Borek auf Dolzig in flach geschwungenem, nach Norden offenen Bogen verläuft. Dort schliesst sich ein zweiter Bogen an, der über Garzyn, Storchnest und Leipe (nördlich von Lissa) nach Priment am Südrande des Oderbruches verläuft. Von hier ab bis zur Oder fehlt uns vorläufig eine weitere Kenntniss von Endmoränen. Ich vermuthe, dass ein dritter Bogen von Priment über Schlawa und südlich von Kontopp verläuft, und dass die mächtigen Flächen der Neusalzer und Karolather Forst den zu dieser Eisrandlage gehörenden Sandr darstellen. Zwischen den Dörfern Lippen und Bobernig erreichte der Eisrand an der Stelle des heutigen Oderthales seine tiefste Stelle und hier entströmte ihm aus einer subglacialen Schmelzwasserrinne, dem heutigen engen Oderthale zwischen Milzig und Deutsch-Wartenberg, ein kräftiger Fluss, der sich mit den Gewässern des Randthales vereinigte.

Eine zweite etwas südlichere Stillstandslage des Eisrandes im südlichen Posen wird durch ausgedehnte Beschüttungsgebiete in der Gegend von Krotoschin und Ostrowo angedeutet, aber dieselben besitzen weder den Zusammenhang noch die weite ostwestliche Erstreckung des nördlicheren Endmoränenzuges, so dass sie jedenfalls nur eine ganz untergeordnete Etappe markiren.

b) Von der Oder bis zur Spree. Südlich von Grünberg liegt die Oberfläche des Glogau-Baruther Thales in 75 Meter Meereshöhe und damit 13 Meter über der Alluvialebene des heutigen Oderthales; die Thalwasserscheide liegt etwas weiter westlich nach dem Bober zu in 80 Meter Meereshöhe. Mindestens bis zu dieser Höhe mussten

also östlich von diesem Passe die Gewässer des Urstromthales aufgestaut sein, um nach W. hin abfliessen zu können. Nördlich davon erhebt sich zwischen Oder und Bober das Grünberger Plateau auf Höhen bis zu 220 Meter. In Form langer, schmaler, bogenförmig verlaufender Wälle sitzen diese Höhen dem beträchtlich niedrigeren Plateau auf und verlangen eine eingehende Prüfung auf ihren etwaigen Endmoränencharakter. Weiter nach W. hin fehlen leider die Messtischblätter und erst nördlich von Guben können wir dieses unentbehrliche Hülfsmittel für eine kurze Strecke zu Rathe ziehen. Es handelt sich dabei um die Gegend zwischen Frankfurt a/O., Lieberose und Guben. Hier bietet nur Blatt Neuzelle einen willkommenen Anhalt zur Feststellung der Lage der Endmoräne, da auf diesem Blatte, insbesondere in der Umgebung von Ossendorf und Treppeln zahlreiche Geschiebeanhäufungen in der für Endmoränengebiete charakteristischen Art und Weise verzeichnet sind. Die südlich davon folgenden ausgedehnten, bis nach Peitz sich hinunter ziehenden Forsten würden dementsprechend auf dem zu dieser Endmoräne gehörenden Sandr liegen. Weiter nach W. kommen wir zwischen Beeskow und Storkow in typische Moränenlandschaft, die uns die weitere Fortführung unserer Grenzlinie über Beeskow und Storkow gestattet, womit die Spree erreicht ist.

c) Zwischen Spree und Elbe. In diesem Gebiete, welches fast ganz in geologischen Specialaufnahmen vorliegt, ist nichtsdestoweniger die Fortsetzung der gesuchten Eisrandlinie nicht mit Sicherheit, sondern nur mit einiger Wahrscheinlichkeit zu ermitteln, weil Endmoränen fehlen und besonders im südlichen Theil, vor dem über Baruth, Luckenwalde und Brück verlaufenden Randthale, die Hochfläche in zahllose, durch breite alluviale Becken und Rinnen getrennte Plateauinseln aufgelöst ist. Wenn aber die Annahme gerechtfertigt ist, dass diese Zerstückelung der Hochfläche auf die vom Eisrande her kommenden Schmelzwasser zurückzuführen ist, so ist dieser selbst vermuthlich an der Stelle zu suchen, wo diese Plateauinseln nach N. hin sich zu einer Hochfläche zusammenschliessen. Sehen wir dann an diesen Stellen noch die charakteristischen Formen der Moränenlandschaft mit ihren Pfuhlen und Söllen, so gewinnt dadurch unsere Annahme ebenso an Wahr-

scheinlichkeit, wie durch das Angrenzen grosser Sandebenen an diese Linien. Dann aber sind wir berechtigt, diese Linie über Königswusterhausen, Gr. Beeren und Teltow zu ziehen und sie westlich des vom Grunewalde, der Kunersdorfer Forst und der Beelitzer und Lehniner Forsten gebildeten Sandrs über Potsdam und Lehnin auf Brandenburg hin zu ziehen. Die vollkommene Auflösung des Westhavellandes in kleine, innerhalb der riesigen Thalflächen gänzlich sich verlierende Plateauinseln macht es zu einer völligen Unmöglichkeit, die Lage des Eisrandes zwischen Brandenburg und der Westpriegnitz irgend wie annähernd zu bestimmen und die Linie meiner Karte Taf. VII macht auf dieser Strecke nicht die geringsten Ansprüche auf Genauigkeit.

d) Priegnitz und Mecklenburg. Während die Westpriegnitz vorläufig noch als terra incognita zu bezeichnen ist, kommen wir wieder auf etwas sichereren Boden, sobald wir die mecklenburgische Grenze überschreiten. Durch die Arbeiten von Geinitz sind hier 3 Endmoränenzüge bekannt geworden, die wir ohne jeden Zwang auf das zweite bis vierte Eisrandthal beziehen können. Die südlichste derselben, die demnach zur Zeit der Bildung des Glogau-Baruther Thales am Rande des Eises erzeugt wurde, ist von den dreien die unvollständigste. Sie ist in Stücken bekannt von den Ruhner Bergen nordwestlich von Putlitz, von wo sie in der Richtung auf Herzfeld verläuft, sodann südlich von Wittenburg, und von Grewen, nördlich von Boizenburg, und über diese Orte lege ich dementsprechend die Linie des Eisrandes. Wie sie von hier aus weiter nach NW. und N. durch Holstein und Schleswig verläuft, ist gänzlich unbekannt.

3. Die zweite Etappe im Rückzuge des letzten Inlandeises vor dem Warschau-Berliner Thale.

Das nächste nach N. folgende norddeutsche Urstromthal hat Berendt als das Warschau-Berliner bezeichnet und ich beschränke mich darauf, bezüglich der Lage dieses Thalzuges und der heute in ihm fliessenden Gewässer auf die Berendt'schen Mittheilungen zu verweisen. Während aber Berendt in den Endmoränen, die in der Neumark nördlich von diesem Thale liegen, ebenso wie in

denjenigen der südlichen Provinz Posen die directe Fortsetzung der uckermärkischen Endmoräne erblickt und annimmt, dass etwa in der Gegend zwischen Oderberg und Küstrin eine Art Drehpunkt des Inlandeises lag, von dem aus nach O. hin es zurückwich, während es westlich in seiner Lage verharrte, bin ich der Meinung, dass die genannten Endmoränen ganz verschiedenen Etappen im Rückzuge des Eises angehören und nicht gleichzeitig, sondern nach einander entstanden, sowie, dass jedem der Längsthäler auf der ganzen Linie von der russischen Grenze bis zur Nordsee eine von der vorhergehenden und der folgenden abweichende selbständige Eisrandlage entspricht. Wie ich dies für die beiden ältesten Randthäler wahrscheinlich zu machen versuchte, werde ich es auch für das Warschau - Berliner Thal thun.

a) Von der russischen Grenze bis zur Oder. Die Hochfläche zwischen dem Warschau-Berliner und dem nördlich folgenden Thorn-Eberswalder Hauptthale trägt an einer ganzen Anzahl von Stellen in der nördlichen Provinz Posen Endmoränen, die durch Berendt und den Verfasser bekannt geworden sind. Am östlichsten liegen die Endmoränen von Wittkowo und Mieltschin, viel weiter westlich diejenigen von Betsche, Schermeissel und Zielenzig; dazu kommen noch bisher nicht beschriebene vereinzelte Endmoränenkuppen westlich von Drossen. Eine zweite Endmoräne südöstlich von Schwiebus und südlich von der vorigen gelegen, deutet eine etwas ältere kürzere Aufenthaltsperiode des Eisrandes während derselben Hauptphase an. Die Anhaltspunkte, die wir aus diesen Endmoränenstücken gewinnen zur Feststellung der Eisrandlinie, können wir durch den nördlichen Rand zweier Sandr vermehren. Der westlichere derselben beginnt $1^1/_2$ Meilen südlich von der Warthe zwischen Prime und Betsche und erstreckt sich von hier aus, 2 — 3 Meilen breit und 6 — 7 Meilen lang, in südlicher Richtung über Tirschtiegel, Neutomischel und Bentschen nach S. zum Urstromthale, welches zwischen Kiebel und Kopnitz erreicht wird. Dieser Sandr, der im grössten Theile seiner Fläche einen ausgesprochenen Thalcharakter trägt, feine Sande führt und zahlreiche meilenlange schmale Dünenkämme in sich schliesst, endet nach

N. an einer coupirten Moränenlandschaft, die auf etwaige Endmoränen noch nicht näher untersucht ist. Der zweite Sandr, der bedeutend kleiner ist, beginnt nordöstlich von Posen bei Schocken und verläuft nach SW. über Posen durch die heute von der Warthe benutzte nordsüdliche Schmelzwasserrinne dem Urstromthale zu, welches bei Moschin erreicht wird. Nach diesen z. Th. noch recht lückenhaften und sehr ergänzungsbedürftigen Anhaltspunkten ist die Eisrandlinie auf Taf. VII gezogen.

b) Von der Oder bis zur Havel. Westlich von der Oder liegt nördlich vom Warschau-Berliner Thale die Lebuser und Barnimhochfläche. Auf ihr haben früher bestimmt Endmoränen gelegen, die der vollständigen Zerstörung und Vernichtung zu Haus- und Wegebauzwecken anheimgefallen sind. Klöden giebt in seinen Beiträgen zur mineralogischen und geognostischen Kenntniss der Mark so genaue Beschreibungen von den bedeutenden Blockanhäufungen südlich von Eberswalde, dass an deren Endmoränennatur nicht zu zweifeln ist. Dazu kommen eine ganze Anzahl vortrefflich entwickelter Sandr, die alle ziemlich nahe dem Nordrande der genannten Hochfläche beginnen, sodass der Eisrand diesem Nordrande beträchtlich näher war, als dem Thale, dem seine Schmelzwässer zuströmten. Die genaue Lage der einzelnen hier in Betracht kommenden Sandr ergiebt sich aus den zum grossen Theil bereits vorhandenen geologischen Specialkarten des Gebietes, und wir können mit ihrer Hülfe den Eisrand von Lebus über Müncheberg, Buckow, Prötzel, Steinbeck, Heckelberg, Biesenthal, Wandlitz und Zehlendorf bei Oranienburg ziehen, womit wir das Thal der heutigen Havel erreicht haben.

c) Uckermark und Mecklenburg. Von dieser Stelle an wird die Linienführung schwierig, weil hier das nächst nördliche Urstromthal alle Ablagerungen und sonstigen Spuren der Stillstandslage verwischt hat. Erst nördlich dieses Thales gewinnen wir wieder einen Anhalt durch den schönen Sandr auf Blatt Beetz südlich von Gransee. Ob in den groben Geschiebegranden dieses Sandr an der Stelle seines Beginnes echte Endmoränenstücke enthalten sind, weiss ich nicht, weil zur Zeit der Aufnahme dieses

Blattes durch mich das Phänomen der Endmoränen in Norddeutschland noch unbekannt war und versteckte Spuren solcher in jener Zeit naturgemäss der Beachtung sich entziehen konnten. Ein weiterer Sandr beginnt bei Dierberg zwischen Gransee und Rheinsberg, und dann folgt von Zechlin an ein geschlossener Endmoränenzug, der von Geinitz durch Mecklenburg hindurch bis an die Grenze des Herzogthums Lauenburg verfolgt worden ist. Die Fortsetzung der Linie durch Holstein und Schleswig ist noch nicht bekannt. Der mecklenburgische Theil dieses Endmoränenzuges verläuft von Zechlin über Zempow, Wredenhagen, Leizen, Ganzlin, Lübz, Frauenmark, Venzkow, Schwerin, Gr. Welzin, Steinbeck, Boissow in der Richtung auf Gudow, wo die lauenburgische Grenze erreicht wird.

4. Die dritte Etappe im Rückzuge des letzten Inlandeises und die Ausbildung des Thorn-Eberswalder Hauptthales.

Weit genauer als alle bisher besprochenen ist uns diejenige Rückzugsetappe und Stillstandsperiode des Inlandeises bekannt, während deren die Schmelzwasser durch das Thorn-Eberswalder Thal Berendt's der Nordsee zugeführt wurden. Während dieser Zeit lag das Eis auf dem Kamme des baltischen Höhenrückens und vor seinem Rande wurde die grosse baltische Endmoräne erzeugt. Ueber denjenigen Theil des baltischen Höhenrückens, der in Hinterpommern und dem westlich der Weichsel liegenden Theile Westpreussens gelegen ist, habe ich unter Beifügung eines Uebersichtskärtchens in 1 : 1000000 vor 10 Jahren berichtet. Seit jener Zeit habe ich durch eine grosse Zahl von dienstlichen und ausserdienstlichen Reisen sowie durch die Specialaufnahme von 48 Messtischen eine Fülle von neuem Material sammeln können. Da auch in dem in der Provinz Brandenburg liegenden Theile des Höhenrückens im letzten Jahrzehnt eine sehr grosse Zahl von Blättern durch die geologische Landesanstalt Bearbeitung gefunden hat, auch die Litteratur über dieses Gebiet eine erhebliche Vermehrung erfahren hat, so ist es jetzt möglich, die geologischen

Verhältnisse des baltischen Höhenrückens und seine Beziehungen zur glacialen Hydrographie in einem Kartenbilde von etwas grösserem Maassstabe zur Darstellung zu bringen. Durch Reduction der in 1 : 200000 veröffentlichten Wasserkarte des Deutschen Reiches auf 1 : 300000 ist die Unterlage für die beigegebene aus 4 Blättern bestehende Karte geschaffen worden, in welcher das Gebiet zwischen Rostock und Danzig einerseits, zwischen der Ostsee und dem Thorn-Eberswalder Thale andererseits dargestellt ist.

Ich konnte bereits in meiner oben erwähnten Abhandlung als das wichtigste Resultat meiner Untersuchungen anführen, dass der eigentliche Höhenrücken, die Seenplatte im engeren Sinne, sich morphologisch aus zwei ganz verschiedenartigen Bildungen zusammensetzt, nämlich aus der Grundmoränenlandschaft und aus dem nach S. sich anschliessenden grossen Haidesandgebiete, welches ich nach Analogie mit den isländischen Vorkommen mit dem germanischen Namen Sandr bezeichnet hatte. Diese Gliederung hat sich durchaus bewährt und gilt auch heute noch bedingungslos für das ganze Gebiet des Höhenrückens von der jütischen bis zur russischen Grenze. Auf der Scheide der beiden so verschiedenartigen Landschaftsformen liegt die grosse baltische Endmoräne, deren weiterer Verlauf nach NW. hin durch die Arbeiten von Geinitz und Gottsche festgelegt ist, während nach O. hin auch heute noch leider die Weichsel eine Grenze bildet zwischen dem leidlich gut bekannten Gebiete des westlichen und der zu einem grossen Theil noch im Zustande der terra incognita befindlichen östlichen Hälfte Westpreussens und eines grossen Theiles von Ostpreussen. Dass auch durch diese Gebiete die Endmoräne verläuft und zwar wahrscheinlich in Bögen, die denen der Uckermark an complicirtem Verlaufe nicht nachstehen, und in mehreren hinter einander folgenden Zügen, ist durch eine Reihe von Einzelbeobachtungen von Gagel, Müller, Kaunhoven, Klautzsch, Klebs und Krause nachgewiesen.

Wenn man den Verlauf der baltischen Endmoräne auf einer Uebersichtskarte betrachtet, so erkennt man, dass dieselbe sich unschwer in drei grössere, in sich wieder vielfach gegliederte Bögen zerlegen lässt; nämlich in den die westliche Ostsee um-

rahmenden Mecklenburgisch-Holsteinischen Bogen, in den um das Stettiner Haff angeordneten Uckermärkisch-Pommerschen Bogen und in den erst zum Theil bekannten östlichen Bogen, der um das Frische und Kurische Haff sich herumspannt. Man kann in Kürze diese drei Bögen als den Belt-, Oder- und Weichselbogen bezeichnen. Die beigegebene Karte enthält den Oderbogen vollständig und vom Weichselbogen die ersten, westlich dieses Stromes liegenden Theilstücke. Ich kann mir an dieser Stelle eine nochmalige Darstellung des äusseren Aussehens und des inneren Baues der Endmoräne versagen, da die früher gegebenen Schilderungen derselben (bei Berendt, Gagel, Geinitz, Gottsche, Müller, Schröder, Wahnschaffe und dem Verfasser) den Gegenstand erschöpfend behandeln. Mit voller Sicherheit haben die Aufnahmen innerhalb der baltischen Endmoräne ergeben, dass die Moränenlandschaft und die mit ihr verbundene Endmoräne eine lange Stillstandsperiode des Eises anzeigen. Besonders bestimmend für diese Annahme ist die ungeheure Flächenausdehnung und Mächtigkeit der fluvioglacialen Sedimente in den Sandrgebieten. Auf der rund 700 Kilometer langen, in der Karte dargestellten Strecke der Endmoräne grenzen an dieselbe nach S. hin auf einer Länge von 650 Kilometer Sandebenen und nur auf etwa 50 Kilometer liegt die Geschiebemergelfläche der Grundmoränenlandschaft auf beiden Seiten der Endmoräne. Man wird annehmen müssen, dass auf dieser etwa $^1/_{14}$ des Ganzen betragenden Strecke aus Gründen, deren Ermittelung wohl kaum mehr im Bereich der Möglichkeit liegen dürfte, das Verschwinden des Eises an seinem Rande nur zum kleinen Theil durch Abschmelzen, zum grösseren durch Verdunstung in derselben Weise erfolgte, wie in ausgedehnten Gebieten am Rande des Grönländischen Inlandeises.

Wir betrachten nunmehr zunächst die durch zwischen geschobene Plateaumassen einigermaassen gegliederten gewaltigen Sandrflächen und beginnen mit der Besprechung im O.: Zwischen Bütow und Karthaus stösst in der Gegend von Sullenczyn der Oderbogen mit dem Weichselbogen zusammen und beide erzeugen hier ein ungeheures Endmoränengebiet, welches viele Quadratkilometer Fläche bedeckt. Hier beginnt ein Sandr von enormer

Grösse, der sich von O. nach W. über 6 Messtischblätter erstreckt und nach S. hin allmählich sich wieder zu zwei Trichtern verengt, durch die er mit dem im S. folgenden Thorn-Eberswalder Hauptthale in innigster Verbindung steht. Diese Trichter werden durch zwei grosse, geschlossene Hochflächen erzeugt, deren östliche nördlich von Bromberg liegt und sich entlang der Weichsel von Fordon in der Richtung auf Schwetz erstreckt. Ueber dieses Plateau führt die Eisenbahn von Bromberg nach Dirschau. An diesem Plateau hin erreicht der östlichste Arm des Sandr zwischen ihm und der Endmoräne im heutigen Thale des Schwarzwassers die Weichsel. Die westliche Hochfläche liegt zwischen Schneidemühl und Bromberg und erstreckt sich nach N. noch über Konitz hinaus. Zwischen dieser Hochfläche, in deren Mittelpunkte Zempelburg und Vandsburg liegen, und derjenigen von Fordon liegt die zweite trichterförmige Mündung des grossen östlichen Sandr, durch die heute die Brahe zur Weichsel hinunterfliesst.

In innigster Verbindung mit diesem Sandr steht der nächste nach W. folgende, der etwa von Cremerbruch bis Persanzig an die Endmoräne sich anlehnt. Er gelangt nach S. in ein breites Thal, welches heute von der Küddow benutzt wird und bei Schneidemühl das Thorn-Eberswalder Hauptthal erreicht. Von Persanzig an liegt auf einer grossen Strecke bis in die Gegend nördlich von Falkenberg die Endmoräne innerhalb der Moränenlandschaft und der Sandr beginnt erst etwa 10 Kilometer südlicher. Dieser Sandr, der ebenfalls mit dem unteren Küddowthale in mehr als 2 Meilen breitem Flächenzusammenhange steht, ist durch zahlreiche, buchtige Hochflächen und durch inselartige aus ihm sich heraushebende grössere und kleinere Plateaustückchen äusserst unregelmässig gestaltet, nach SW. hin aber in seiner ganzen Länge durch ein stellenweise allerdings sehr schmales Plateau begrenzt. Der vierte Sandr schliesst sich an einen nach SO. hin geöffneten Endmoränenbogen an, der von Falkenburg in Pommern bis in die Gegend zwischen Friedeberg und Arnswalde in der Neumark reicht. Den Abschluss im SW. bildet eine ausgedehnte Hochfläche, an deren Südende die Stadt Friedeberg liegt. Der nächstfolgende Sandr begleitet den von O. nach W. sich erstrecken-

den Theil der Endmoräne zwischen Berlinchen und Oderberg und ist nur in der Gegend östlich von Mohrin durch ein sich dazwischen schiebendes Plateau in einen kleineren westlichen und einen grösseren östlichen Theil zerlegt. Ihren Abfluss nach S. hin haben diese letztgenannten Sandebenen durch eine Anzahl von Lücken in den sie im S. begrenzenden Hochflächen, Lücken, durch welche heute kleinere Flüsse, wie die Mietzel, ihren Weg nehmen. In dem westlich der Oder folgenden Theile kommt zunächst ein kleiner Sandr aus dem Senftenhütter Endmoränenbogen heraus, an ihn schliesst sich, getrennt durch eine von Joachimsthal bis in die Gegend von Liebenwalde sich erstreckende Hochfläche ein neuer Sandr an, der weiterhin in fast ununterbrochenem Zusammenhange durch den ganzen uckermärkischen und mecklenburgischen Antheil der Endmoräne bis in die Gegend von Malchow in M. sich verfolgen lässt.

Alle diese Sandr erreichen ihr südliches Ende an dem grossen, von O. nach W. verlaufenden Thalzuge, den BERENDT als das Thorn-Eberswalder Hauptthal bezeichnet hat. Der Südrand dieses Thales wird allenthalben von Hochflächen gebildet, die nirgends sandrartigen Charakter besitzen, sodass thatsächlich das Thorn-Eberswalder Hauptthal an keiner Stelle von den von der baltischen Endmoräne herabkommenden Sandrflächen überschritten wird. Man kann aber noch weiter gehen und behaupten, dass dieses Thal überhaupt den Wassermassen, die vom Eisrande her durch die Sandrebene sich nach S. bewegten, seine Entstehung verdankte. Selbstverständlich kommen zu diesen Wassermassen auch die jenseits der Weichsel bis weit nach Russland hinein vom Höhenrücken herabkommenden Schmelzwasserströme sowie die von S. herkommenden Flüsse, vor Allem also Weichsel, Warthe und Oder noch dazu. Beweisend für die hier ausgesprochene Auffassung ist vor allen Dingen die Uebereinstimmung, die zwischen der Höhenlage der höchsten Terrassen im Hauptthale und derjenigen des Südrandes der Sandrflächen obwaltet. Durch das ganze Thorn-Eberswalder Thal lässt sich von der russischen Grenze bis zum unteren Elbthale hin eine oberste Terrasse verfolgen, die an der Weichsel bis zu 15 Kilometer Breite erlangt,

an vielen anderen Stellen 5 — 10 Kilometer breit ist, manchmal aber auch sich auf schmale, nur wenige hundert Meter breite, den Thalrändern angelagerte Säume beschränkt. Diese Terrasse tritt in einer Meereshöhe von rund 75 Meter über die Reichsgrenze im O. ein. Vor der Mündung des Brahethales und dem Sandr, in welchem dieses Thal verläuft, liegt die Fläche dieser Terrasse zwischen 70 und 75 Meter Meereshöhe. Dementsprechend endet der Sandr in seinem südlichen Theile mit Flächen, die bei rund 80 Metern liegen. Gegenüber der Mündung des Küddowthales besitzt diese Terrasse 65—75 Meter Höhe und in dem nördlich angrenzenden Sandr beobachten wir in seinem Randgebiete genau die gleiche Höhe oder höchstens eine solche, deren Betrag 5 Meter mehr beträgt. Vor dem dritten Sandr, in welchem der Dragefluss sich nach S. bewegt, besitzt die Terrasse, die hier zwischen der heutigen Warthe und Netze eine Breite von circa 20 Kilometer erlangt, 50—60 Meter Höhe und der Sandr im N. endigt nach S. hin im selben Niveau. Weiterhin nach W. senkt sich die Terrasse im Oderthale auf 35—45 Meter und wir sehen dementsprechend auch den Südrand des Sandr bis zu gleichem Niveau herabsteigen. Die Höhe von 40 Meter bezeichnet die passartige Enge, durch die auf dem Messtischblatte Hohenfinow, östlich von Eberswalde, das Thal in die westlich gelegenen Gebiete der Mark sich fortsetzt. Hier kommen aus dem Sandr heraus drei Thäler, diejenigen der heutigen Havel, des Rhines und der Dosse, die nach N. hin so allmählich mit dem Sandr verschwimmen, dass es zu einer völligen Unmöglichkeit wird, scharfe Grenzen zwischen beiden zu ziehen. Wir sehen also, dass der Südrand des Sandr im O. am höchsten liegt und nach W. hin, in vollkommener Uebereinstimmung mit dem mittleren Niveau der höchsten Terrassen des grossen Längsthals, sich senkt. Nicht das Gleiche ist der Fall mit der Höhenlage der einzelnen Sandr in ihrem Ursprungsgebiete an der Endmoräne. Hier sehen wir vielmehr die Nordgrenze des Sandr in den verschiedensten Niveaus und in völliger Abhängigkeit von der Höhe liegen, bis zu der der Höhenrücken selbst sich emporhebt; da wo derselbe beträchtliche Erhebungen in sich einschliesst, liegt auch der Sandrbeginn in bedeutenden

Meereshöhen, während weitgehende Senkungen des Rückens selbstverständlich auch der Sandr mitzumachen gezwungen ist. Da wo der Oder- und Weichselbogen der Endmoräne zusammenstossen, liegt bekanntlich das höchstgelegene Gebiet des norddeutschen Flachlandes, die Umgebung des zu mehr als 300 Meter Meereshöhe sich erhebenden Thurmberges bei Karthaus. Hier liegt der Beginn des Sandr bei ca. 200 Meter Meereshöhe. Weiter nach W. hin, in der Gegend von Rummelsburg und Neu-Stettin senkt er sich auf 150 — 170 Meter. Im dritten der oben aufgeführten Sandr beginnt er bei nur noch 140 — 150 Meter. Vor dem nord-südlich verlaufenden Stücke der Endmoräne zwischen Dramburg und Berlinchen senkt er sich von 135 Meter im N. auf 85 Meter im S. und vor dem südlichsten Theile des Oderbogens beginnt er bei 65—75 Meter, um sich bis zur Erreichung der Oder auf 55 Meter zu senken. Westlich der Oder sehen wir wieder ein allmähliches Ansteigen, sodass der Sandr westlich von Joachimsthal in seinem Beginn bereits wieder 60—70 Meter Höhe erlangt, um dann im südöstlichen Mecklenburg auf 80—90 Meter sich zu erheben. In welcher Weise die Neigung nach S. hin bis zum grossen Hauptthale erfolgt, geht aus den zahlreichen in die Karte eingeschriebenen Höhenzahlen hervor. Wenn man dieselben vergleicht, so erkennt man leicht, dass die grössten Höhendifferenzen zwischen dem Sandrbeginn und seinem südlichen Rande in denjenigen Gebieten liegen, in denen die Schmelzwasser den längsten Weg vom Eisrande bis zu dem sie aufnehmenden Hauptthale zurückzulegen hatten, und es dürfte, von geringfügigen Ausnahmen abgesehen, sich eine ziemliche Gleichmässigkeit des Gefälles in den einzelnen Sandrebenen ergeben. Eine oberflächliche Berechnung ergab, dass fast allenthalben auf jeden Kilometer Strecke das mittlere Niveau der Sandrflächen sich um einen Meter senkt, und zwar gilt dies für die mecklenburgischen Sandr ebenso wie für die weit entlegenen westpreussischen.

Es kann kaum einem Zweifel unterliegen, dass die grosse baltische Endmoräne in ihren verschiedenen Theilen eine gleichzeitige Bildung ist, d. h. dass während einer bestimmten Zeit der Rückzugsperiode des Eises der Südrand desselben auf der

durch sie bezeichneten Linie lag. Es ist unter dieser Voraussetzung der Zusammenhang zwischen dem Thal und dem Sandr vollkommen selbstverständlich und auf das einfachste zu verstehen, und wir haben also in dem langen Stillstande des Eises auf der Höhe der baltischen Seenplatte die erste Ursache für die Herausbildung eines grossen Längsthales, welches die innerhalb dieser Stillstandsperiode erzeugten Schmelzwasser aufnehmen musste. Das untere Oderthal lag von Oderberg an flussabwärts unter einer mächtigen Eisdecke begraben, das Weichselthal von Schwetz an desgleichen, und selbstverständlich war auch das gesammte heute von der Ostsee eingenommene Becken vollkommen mit Eis ausgefüllt. Die nach S. dem Eisrande entströmenden Schmelzwasser mussten also so weit nach W. fliessen, bis sie ein eisfreies, offenes Meer erreichten, welches in diesem Falle nur die Nordsee sein konnte. Wir sehen also hier in dem Stillstande des Eisrandes auf dem baltischen Höhenrücken die letzte Phase jener eigenthümlichen Periode, in welcher die Schmelzwasser des grössten Theiles des skandinavischen Inlandeises der Nordsee zuströmten. Nur der östliche Theil des Inlandeises weit jenseits der Grenze unseres Reiches kann in dieser Zeit nach N. in das Weisse und nach S. hin in das Schwarze Meer und in das Aralo-Caspische Becken entwässert haben. Es wäre eine interessante Aufgabe, die Lage dieser eiszeitlichen Wasserscheide zwischen den nördlichen und südlichen Meeren, die mit der heutigen voraussichtlich wenig Aehnlichkeit besessen hat, zu ermitteln. Es müssen ganz ungeheure Wassermassen gewesen sein, die durch das riesige Thorn-Eberswalder Thal, dessen Breite, wie gesagt stellenweise mehr als 3 Meilen beträgt, ihren Weg nahmen und dabei hoch über der heutigen Niederung des Flusses gelegene Terrassen von ungeheurer Flächenausdehnung aufschütteten oder von ihren Zuflüssen in ihr Thal hinein bauen liessen. Es ist das kaum anders denkbar, als unter der Voraussetzung, dass diese Wassermassen das Thal in seiner vollen Breite erfüllten. Bei der ausserordentlich langsamen Strömung und bei dem geringen Gefälle, wie es uns in den Terrassen erhalten ist, ist diese Voraussetzung auch verständlich. Die Hochterrasse senkt sich von der Russischen Grenze bis zur Warthemündung nur um 30 Meter, die

Strecke aber, auf die diese Senkung vertheilt ist, beträgt nicht weniger als 240 Kilometer, so dass sich daraus für diesen Theil des alten Flussthals ein Gefälle von 1 Meter auf 8 Kilometer, also 1 : 8000 ergiebt, ein Gefälle, welches nicht höher ist, als dasjenige der unteren Elbe. Wir würden uns hier durch das Herz Europas einen Strom hindurchgehend zu denken haben, dessen Aeusseres in Bezug auf Wassermasse und Gefälle etwa der Wolga zur Zeit ihrer Hochwasserstände entspricht.

Dieses grosse Längsthal hat aber ersichtlich nicht in seiner ganzen Länge den Charakter eines Flussthals besessen. In einem Flussthal müssen die Terrassen, die vom Flusse aufgeschüttet werden, eine Neigung besitzen, die derjenigen des Wasserspiegels parallel verläuft. Im Thorn-Eberswalder Thale aber beobachten wir von der Russischen Grenze an zunächst eine Strecke, in welcher die Terrassen vollkommen eben in einem Niveau von etwa 75 Meter ü. M. liegen. Diese Strecke beginnt schon in Polen und reicht bis in die Gegend von Bromberg. Dann folgt eine weitere Strecke, in welcher die höchstgelegenen Terrassen mit gleichmässiger Langsamkeit sich senken; diese reicht etwa bis zum Zusammenflusse der Warthe mit der Netze. Eine zweite Strecke mit sich senkenden Terrassen sehen wir von Eberswalde an nach W. bis zur Mündung des unteren Elbthales in die Nordsee. Hier senkt sich die Terrasse von 40 Meter beim Beginne dieser Strecke auf 25—30 Meter in der Gegend, wo das alte Urstromthal das heutige Elbthal erreicht (zwischen Havelberg und Wittenberge), um von da an mit dem Elbthale bis zur Mündung auf das Meeresniveau sich zu senken. Zwischen diesen beiden Flussstrecken aber liegt eine mehr als 100 Kilometer lange Strecke, in welcher die oberste Terrasse keine Senkung mehr zeigt, sondern sich allenthalben in einer Höhe von 40 Meter an das Plateau anlegt, um sich nach der Mitte des Thales zu auf etwa 35 Meter zu senken. Dieser Mangel an Gefälle auf einer so grossen Strecke im Gebiete des heutigen Warthe- und Oderbruches lässt sich natürlich, ebenso wie im Weichselgebiete zwischen Bromberg und der russischen Grenze, nur dadurch erklären, dass hier während dieser Phase des Eisrückzuges Seen

von beträchtlicher Grösse lagen. Die Begrenzung des Küstriner Stausees nach O. und W. hin haben wir bereits kennen gelernt; nach S. reichte er im Thale der heutigen Oder wahrscheinlich bis in die Gegend von Frankfurt a/O., so dass wir einen dreizipfligen See uns reconstruiren können, von dessen einzelnen Armen der kürzeste nach S., die beiden längeren nach NW. und ONO. verliefen. Bedingung für die Entstehung dieser grossen Seen war die Präexistenz der tiefen Depressionen im Gebiete der Weichsel an der russisch-deutschen Grenze und im heutigen Warthe- und Oderbruche. Die Höhe der Wasserspiegel in diesen Seen wurde durch die Höhenlage des tiefsten Punktes des nach W. hin angrenzenden Gebietes (des Wasserpasses) bedingt. Während einer kurzen Zeit in der Geschichte des Küstriner Stausees fanden die Wassermassen ihren Abfluss durch ein enges, kleines Thal, welches über Buckow verläuft und dessen von Buckow aus nach SW. sich anschliessender Theil als das »rothe Luch« bezeichnet wird. Da der Boden dieses Thales etwa 45 Meter über dem Meeresspiegel liegt, so müssen die Wasser während einer kurzen Zeit bis zu diesem Niveau aufgestaut gewesen sein, zu einer Zeit, als der Eisrand noch etwas südlich von der baltischen Endmoräne lag und die Eberswalder Pforte noch bedeckte. Als letztere durch Schmelzen des Eises frei geworden war, fanden die Wassermassen hier einen mehr als 5 Meter tiefer gelegenen Abfluss, durch den sie, natürlich unter Trockenlegung des früheren Weges durch das Rothe Luch, alsbald ihren Weg nach W. hin nahmen. Die Tiefe des Sees nahm nach S. und O. hin langsam ab, betrug aber im Warthebruch immer noch fast 30 Meter, während sie im Oderbruch, dessen Alluvialboden bekanntlich nur wenige Meter über dem Meeresspiegel liegt, gegen 40 Meter erlangte. Die von diesem See eingenommene Wasserfläche belief sich auf etwa 25 Quadratmeilen.

II. Die hydrographische Entwickelung des baltischen Küstengebietes und das pommersche Urstromthal.

Was geschah nun, als das Eis von der durch die Baltische Endmoräne bezeichneten Stillstandslinie sich weiter nach N. hin zurückzog und die Höhe der Seenplatte eisfrei wurde? Wo blieben

in dieser Zeit die Schmelzwasser, deren Menge voraussichtlich um so grösser wurde, in je tieferem Niveau ü. M. der abschmelzende Eisrand lag? Nach S. hin hinderte der Höhenrücken ein Abfliessen des Wassers und nach N. hin bildete das Eis eine geschlossene Mauer. Durch den Wall des Höhenrückens führen in seiner ganzen Erstreckung innerhalb des Deutschen Reiches nur drei für das Wasser zugängliche und benutzbare Pässe hinüber nach S., nämlich einmal das als nordsüdlich verlaufende Schmelzwasserrinne subglacial vorgebildete heutige untere Weichselthal im O., das in gleicher Weise entstandene Oder- und Randowthal in der Mitte und das von dem im Bau begriffenen Elb-Travekanal benutzte Stecknitzthal im W. Die Schmelzwasser, die in dem durch den Weichselbogen der Endmoräne bezeichneten Gebiete ihren Ursprung nahmen, benutzten naturgemäss die nach S. führende Pforte des Weichselthales, vereinigten sich mit den Gewässern, die von S. her aus Polen im heutigen Weichselthale strömten und bewegten sich mit ihnen vereinigt nach W. wie bisher durch das Thorn-Eberswalder Thal weiter, ohne dass eine Veränderung des Wasserspiegels erfolgte. Auch die innerhalb des Oderbogens der Endmoräne entspringenden Schmelzwasserströme, mussten noch so lange ihren Weg nach S. nehmen, bis das zurückweichende Eis eine Pforte geöffnet hatte, die tiefer lag als der Eberswalder Pass, also tiefer als 40 Meter. Dieser Moment trat ein, als im westlichen Theile des Oderbogens der Eisrand sich von der Hauptendmoräne etwa 40 Kilometer nach NO. hin zurückgezogen hatte. Nach dieser Rückwärtsbewegung wurden die tief gelegenen Theile der Vorpommerschen Grundmoränenebene eisfrei, Gebiete, die fast nirgends die Meereshöhe von 40 Meter überschreiten, aber von Senkungen durchzogen werden, in denen die Schmelzwasser einen bedeutend niedriger gelegenen Weg nach W. hin nehmen konnten. Während dieser Phase war allem Anschein nach das Eis in seiner ganzen Längenausdehnung von der Endmoräne ein Stück zurückgewichen und erlangte eine neue Ruhelage, während deren der Eisrand ungefähr auf der in Taf. VIII dargestellten Linie lag. Eine Vergleichung dieser Linie mit der Randlinie des Eises zur Zeit der Entstehung der grossen baltischen Endmoräne, wie sie nach Taf. VII

vorgenommen werden kann, zeigt, dass die Intensität des Rückzuges einigermaassen der Höhe der Seenplatte umgekehrt proportional ist, d. h., dass in der gleichen Zeit der Eisrand um so weiter sich rückwärts bewegte, in je geringerem Niveau ü. M. das betreffende Gebiet sich befand. Während im O., wo der Höhenrücken zwischen 180 und 250 Meter Meereshöhe besitzt, das Eis bis zur nächsten Ruhelage sich nur 15 Kilometer zurück bewegte, steigt dieser Betrag in den Grenzgebieten zwischen der Neumark und Hinterpommern (80 — 140 Meter Höhe der Seenplatte) auf 45 Kilometer und erreicht im südlichen Theile des Oderbogens, wo der Höhenrücken unter 100 Meter sinkt, sein Maximum mit 90 Kilometer, um dann nach W. hin mit dem langsamen Aufsteigen des Höhenrückens wieder langsam abzunehmen. Bei dieser Lage des Eisrandes bildete sich nun zwischen ihm und der Höhe der Seenplatte ein letztes der Küste nächstes Urstromthal heraus, welches bislang völlig unbekannt war. Dieses Thal ist in seinem ganzen Verlaufe durch die Provinz Pommern auf den 4 Blättern des beigegebenen Kartenwerkes dargestellt. Bei der ausserordentlichen räumlichen Ausdehnung dieses Thals ist es mir erst nach langjähriger Thätigkeit in allen Theilen Pommerns gelungen, den gesammten Verlauf desselben und seine Gliederung in Einzelstücke zu erkennen. Dieses grosse Thal hat seinen Ursprung im O., 15 Kilometer nördlich von der Stelle, an welcher der Oder- und der Weichselbogen zusammenstossen, und es verläuft von da aus ungefähr im gleichen Sinne wie die Ostseeküste einerseits, die Endmoräne andererseits, nur dass es in seinem mittleren, im Mündungsgebiete der Oder liegenden Theile sich sehr beträchtlich von dem tief nach S. ausbuchtenden Endmoränenbogen entfernt. Das Thal verläuft zuerst von O. nach W. bis nördlich vom Jassener See und biegt hier für eine Strecke von 2 Meilen in die nordsüdliche Richtung um. Dann folgt ein 3 Meilen langes ostwestliches Stück und hierauf wieder eine Umbiegung nach S., und so wiederholt sich der Wechsel von rechtwinklig aufeinanderstehenden Thalstücken 6 mal, bis die Mündung der heutigen Oder in das Haff erreicht wird. Da aber das Gebiet der Inseln Usedom und Wollin und wahrscheinlich ein grosser Theil der heutigen

Hafffläche noch vom Eise bedeckt war, so mussten die Wasser ihren Weg weiter nach W. hin zwischen Eis und Höhenrücken nehmen, und zwar benutzten sie dazu einen Thalzug, der bei Friedland vorübergeht und heute vom Grossen Landgraben, der Tollense und der Trebel benutzt wird. Bei Ribnitz gelangte dieses Thal an die Küste der heutigen Ostsee. Es ist aber in hohem Maasse wahrscheinlich, dass der Strom entlang der Küste weiter nach SW. in die Neustädter Bucht hinein sich bewegte und vereinigt mit den vom Schleswig-Holsteiner Theil des Eisrandes herabkommenden Schmelzwassern über Lübeck und Mölln durch das Stecknitzthal nach S. floss, um bei Lauenburg endlich in das Mündungsgebiet der früheren Urströme zu gelangen. Dieses Thal, dessen gesammte Länge mehr als 600 Kilometer beträgt, beginnt im O. in einer Meereshöhe von circa 150 Meter, es senkt sich bald langsamer, bald schneller, sodass es in der Gegend von Pollnow auf 100, in der Gegend von Belgard auf 60, bei Plathe auf 40, bei Gollnow auf 25 Meter gesunken ist. Der weitere Verlauf nach W. im Mecklenburgisch-Pommerschen Grenzgebiete ist noch wenig bekannt, doch scheint die Thalfläche bei Erreichung der heutigen Ostseeküste in der Gegend von Ribnitz auf etwa 15—20 Meter gesunken zu sein, bis dann endlich bei Erreichung des Elbthales das Niveau auf 5 Meter gefallen ist. Die Höhenangaben beziehen sich auf die höchstgelegenen Thalsandflächen des alten Thalbodens. Wenn man den Verlauf des Thales genauer betrachtet und die Höhenlage der einzelnen Stücke mit einander vergleicht, so kommt man bald zu der Erkenntniss, dass innerhalb der langen Strecke von Danzig bis zur Elbemündung ein mehrfacher Gefällebruch im Thale sich bemerkbar macht, in der Weise, dass Strecken mit deutlich ausgesprochenem Gefälle nach W., resp. S. mit solchen Thalstrecken wechseln, in denen auf grosse Entfernungen hin das Niveau der Thalsandflächen unverändert bleibt. Wir müssen im letzteren Falle annehmen, dass diese Gebiete den Charakter von Seen besassen, und da die Begrenzung dieser Seen zum Theil durch den Rand des Inlandeises erfolgte, so entfallen diese Seen unter dem Typus der glacialen Stauseen. Innerhalb des Verlaufes unseres pommerschen Ur-

stromthales finden sich sicherlich drei, wahrscheinlich aber vier solcher Eisstauseen, von denen die drei östlichen in der grossen Karte und auf den Tafeln VIII—X dargestellt sind.

Das erste Stück des Thales, von seinem Ursprung an bis zum Südrande des Jassener Sees, besitzt den Charakter eines Flussthals und die Thalsandebenen senken sich in diesem Theilstücke von 150 auf 130 Meter. Dann folgt ein über 4 Messtischblätter hinüberreichendes Stück, in welchem die Thalsandflächen in einem Niveau von etwa 120 Meter liegen. Dieses als Stausee aufzufassende Stück des Thales reicht bis Kaffzig, nördlich von Rummelsburg; hier schliesst sich ein neues Flussstück an, welches etwa bis in die Gegend von Gr.-Tychow, östlich von Belgard reicht. Hier mündete der Fluss in dem Gebiete, welches heute von der Persante durchflossen wird, abermals in einen See hinein, dessen Spiegel in ungefähr 60 Meter Meereshöhe lag. Nördlich von Gr.-Rambin trat durch eine ausserordentlich enge Pforte das Wasser wieder aus diesem See heraus und bewegte sich nun als Fluss bis zu dem grössten der glacialen Stauseen, der im Bereich des Stettiner Haffs sich ausdehnte. Zwischen Naugard und Wollin lagen die Mündungen des Stromes in diesen ungeheuren See, der eine ostwestliche Breite von 70—80 Kilometer besass und auf ein Niveau von etwa 20—25 Meter ü. M. aufgestaut war.

Der vierte und östlichste Stausee lag bereits ausserhalb des Rahmens unserer Karte in demjenigen Theile des Ostseebeckens, der heute von der Wismarer und Neustädter Bucht eingenommen wird. Es wird eine Aufgabe der Mecklenburgischen Geologischen Landesanstalt sein, den Verlauf dieses westlichen Theiles des Nordbaltischen Urstromes im Einzelnen festzustellen.

Wie ist es nun möglich, zu ermitteln, dass dieses Thal, respective diese Stauseen unmittelbar vor dem Rande des Eises lagen und durch ihre Existenz eine erneute Stillstandsperiode desselben markirten? Dieser Beweis lässt sich in mehrfacher Art erbringen, ohne dass man nöthig hat, das Vorhandensein von Endmoränen auf der betreffenden Linie zu constatiren. Es scheint vielmehr, dass die Endmoränen auf diejenigen Linien beschränkt sind, auf denen das Eis während einer längeren Periode fest lag,

während in denjenigen Fällen, bei denen, wie im vorliegenden, die Stillstandsperiode nur eine kurze Zeit dauerte, vielleicht nur wenige Jahrhunderte in Anspruch nahm, ein derartiges Phänomen sich garnicht oder nur in äusserst verschwommener und lückenhafter Weise entwickeln konnte. Ganz und gar fehlen Endmoränen oder endmoränenartige Bildungen auf der vor dem pommerschen Urstromthale angenommenen Eisrandlinie nicht. Die Specialkartirung hat beispielsweise auf den Blättern Pribbernow, Moratz, Gülzow, Schwessow und Plathe unmittelbar nördlich von dem uns hier beschäftigenden Urstrome theils wallartige Packungen, also echte Endmoränen, theils in moränenartigen Bögen angeordnete, aus Mergelsand aufgebaute sogenannte Staumoränen ergeben, und es ist nicht zu bezweifeln, dass im weiteren Verlaufe der Specialkartirung diese Erscheinungen in noch grösserem Umfange sich werden beobachten lassen. Ein weiterer Beweis für die Existenz einer Eisstillstandlinie nördlich vom Urstromthale liegt in dem Vorhandensein mehrerer Sandr nördlich von demselben, die in einer Meile Entfernung nördlich vom Thale beginnen und nach S. hin nicht über dasselbe hinaus greifen. Diese Sandr liegen südlich von Kolberg, im sogenannten grossen Haidelande auf den Messtischblättern Roman und Stolzenhagen und südlich von Köslin auf dem Messtischblatte Kösternitz. Beide reichen bis unmittelbar an das Thal heran und sind von der Fläche desselben durch einen 5 bis 10 Meter hohen Terrainabsatz getrennt, also genau in derselben Weise, wie die im ersten Theile dieser Abhandlung besprochenen Sandr auf der Südabdachung des Höhenrückens gegen das Thorn-Eberswalder Hauptthal absetzen. Ein dritter Beweis endlich liegt in der vielfach sehr eigenthümlichen Lage der Thalsandflächen. Wenn eine solche Terrasse im S. sich gegen die Hochfläche anlehnt und in ausgesprochener Ebenheit viele Kilometer weit entlang derselben sich verfolgen lässt, während ihr nördlicher Rand plötzlich abbricht und weiter nach N. hin sich nirgends ein Gelände findet, welches höher emporragt als die Fläche der Terrasse, so bleibt nur die Annahme übrig, dass die nördliche Begrenzung des Flussthales, resp. Wasserbeckens, in welchem die Terrasse zur Aufschüttung gelangte, heute verschwunden ist. Da wir aber aus

zahlreichen Erfahrungen wissen, dass die Erosion und die Denudation in der norddeutschen Glaciallandschaft in postglacialer Zeit so gut wie gar keine Veränderungen bewirkt haben, so können wir das Verschwinden dieses nördlichen Thalrandes nicht mit diesen Factoren in Verbindung bringen, und es bleibt nur die eine Möglichkeit, dass eben das Eis es war, welches hier vorlag und mit seinem Verschwinden auch das Thal als solches verschwinden machte. Wohl ist unser Thal auf grossen Strecken beiderseits von zum Theil mächtig emporstrebenden bis zu 100 Meter hohen Thalrändern begrenzt, wie z. B. in dem landschaftlich hervorragenden Stücke, welches von Kaffzig über Pollnow und Gutzmin auf Brückenkrug verläuft und in der 74. Lieferung unserer Specialkarten enthalten ist. Daneben aber findet sich eine Reihe von Thalstücken, an denen eine solche Thalbegrenzung im S. wohl vorhanden ist, im N. aber völlig fehlt, und zwar sind es zumeist diejenigen Stellen, an denen die Thäler aus der ostwestlichen in die nordsüdliche Richtung umbiegen. An solchen Stellen beobachtet man, dass der bis dahin völlig ebene Thalboden sich in eine Reihe von einzelnen Flächen aufzulösen beginnt, die durch jüngere Erosionsthäler getrennt sind, dass innerhalb dieser Thalsandflächen sich Geschiebemergel einstellt und dass auf diese Weise unter gleichzeitiger Senkung des ganzen Terrains ein ganz unmerklicher Uebergang zwischen dem höher gelegenen Thalboden und dem tiefer gelegenen, durch keinerlei Schranken von ihm getrennten Geschiebemergelplateau sich vollzieht. Ich führe hier nur zwei besonders charakteristische Beispiele für diese Verhältnisse an: Bei Pollnow erhielt das hier von O. nach W. fliessende Urstromthal von N. her einen breiten Zufluss, den man als hochgelegene Thalsandterrasse etwa 8 Kilometer weit nach N. verfolgen kann. Diese Terrasse hat ungefähr dieselbe Höhe wie der Boden des Hauptthales, nämlich 100 Meter, und steigt nach N. hin ganz flach bis auf 105 Meter an. Südlich des Dorfes Krangen bricht die Terrasse dann plötzlich ab, das Terrain senkt sich mit ausserordentlicher Schnelligkeit von 100 zunächst auf 60 und weiterhin bis auf 25 Meter, und das Gebiet, in welchem diese Abdachung sich vollzieht, besteht ganz und gar aus Abschnittsprofilen des

unteren Diluviums. Hier liegt das Verhältniss so klar, dass man die Lage des Eisrandes zu der Zeit, als seine Schmelzwasser in dem Hochthale nach S. flossen mit einer Fehlergrenze von höchstens 1 Kilometer in der Karte einzeichnen kann. Ein zweiter derartiger Fall begegnete mir bei der Verfolgung des Urstromthales über das von mir bearbeitete Blatt Klannin hinaus nach W. Während innerhalb des Blattes Klannin im N. und S. des Thales noch wohl ausgebildete Thalränder vorhanden sind, verschwindet auf dem westlich anstossenden Blatte Seeger der nördliche Thalrand ganz unmerklich und alsbald folgen im N. Hochflächen, die tiefer liegen als die bei etwa 65 Meter Meereshöhe liegende Sohle des Thales. Dieses Verhältniss, welches ich in den ersten Jahren meiner Thätigkeit in Hinterpommern kennen lernte, war mir damals völlig unerklärlich und blieb es so lange, bis ich in dem Eisstau den Schlüssel für das Verständniss nicht nur dieser, sondern zahlreicher ähnlicher Erscheinungen gewonnen hatte. In grossem Maassstabe gilt diese tiefere Lage des nördlichen Gebietes gegenüber den im S. anstossenden Thalsandflächen für das Land nördlich des grossen Stausees im Gebiete des Stettiner Haffs. Wenn wir aus der Lage der Thalsandterrassen ersehen können, dass während ihrer Bildung das Wasser eine Höhe von 20 bis 25 Meter über dem heutigen Meeresspiegel besass, so können wir die Existenz von völlig unverwaschenen und nicht mit Sanden überschütteten Grundmoränengebieten nördlich von diesem See in Höhen von 0—20 Meter ü. M. nur dann verstehen, wenn wir annehmen, dass diese Gebiete während der Dauer des Stausees unter einer schützenden Eisdecke begraben lagen und durch dieselbe vor Verwaschung und Ueberschüttung behütet wurden. Die genannten Factoren, vor allem der letzte, geben uns also mit völlig ausreichender Sicherheit Mittel an die Hand, die Lage des Eisrandes während einer bestimmten Periode mit derselben Sicherheit zu fixiren, als wenn dieser Rand durch eine fortlaufende Endmoräne charakterisirt wäre. Unter Zuhülfenahme aller dieser Mittel ist das Uebersichtskärtchen von der Lage des Eisrandes construirt worden, welches in Taf. VIII gegeben ist. Wir sehen aus dieser Karte, dass der Rand des Inlandeises sich aus einer Anzahl von bald

grösseren, bald kleineren Eisloben zusammengesetzt haben muss, deren Zusammenstossen diejenigen Stellen bezeichnet, an denen die Ablenkung des Stromes aus der ostwestlichen in die nordsüdliche Richtung eintritt und eintreten musste.

Welche Factoren haben den Gegensatz zwischen Flussthalstrecken und Stauseestrecken im Verlaufe des Urstromthales bewirkt? — Die primitivste Form glacialer Stauseen ist bekanntlich diejenige, die entsteht, wenn von zwei sich vereinigenden Thälern das eine einen Gletscher beherbergt, der sich thalabwärts über die Vereinigungsstelle beider Thäler hinaus erstreckt. Es wird in diesem Falle das in dem Nebenthale fliessende Wasser vom Eise so lange aufgestaut, bis sein Spiegel die tiefse Stelle der Eisbarre erreicht und über dieselbe hinweg abzufliessen vermag. Ein klassisches Beispiel für solche Stauseen ist der vom Aletschgletscher aufgestaute Märjelensee in der Schweiz.

Wenn ein Inlandeis bei seiner Vorwärtsbewegung auf Landerhebungen stösst, deren Entwässerung in einer der Bewegung des Eises entgegengesetzten Richtung erfolgt, so werden solche Gewässer gleichfalls aufgestaut und bilden zusammen mit den Schmelzwassern des Eises einen See, dessen Wasserspiegel so lange steigt, bis er die tiefste Stelle der Umwallung erreicht. Bildet die dem Eise entgegenstehende Landerhebung einen langgestreckten Rücken, so bildet sich entweder ein einziger Stausee von grosser Längenausdehnung oder es entstehen mehrere in verschiedenem Niveau liegende Seen, die durch fliessendes Wasser mit einander in Verbindung stehen. Dieselbe Erscheinung wiederholt sich natürlich, wenn der Rand des zurückweichenden Eises wieder an diese Stelle zu liegen kommt; die Wirkungen aber müssen beide Male von verschiedener Art sein: das vorrückende Eis wird nur einen kurz andauernden Stau erzeugen und die Sedimente des Stausees werden beim weiteren Vorrücken des Eises grösstentheils wieder zerstört werden. Ferner müssen die am höchsten gelegenen Ablagerungen die jüngsten sein. Dagegen bleiben die Ablagerungen solcher Stauseen, die vor dem langsam zurückweichenden Eisrande entstehen, ungestört an Ort und Stelle liegen und es müssen in diesem Falle die höchstgelegenen die ältesten sein.

Derartige Stauseen kennt man nur im sozusagen fossilen Zustande, als Producte des diluvialen Inlandeises, und zwar sind ihre noch vorhandenen Reste und Ablagerungen auf die jüngste Eisbedeckung des betreffenden Gebietes zurückzuführen. Der Grund liegt darin, dass etwaige Andeutungen von glacialen Stauseen einer älteren Eiszeit an der gleichen Stelle von den Eismassen der jüngeren wieder vernichtet wurden.

Solche glacialen Stauseen sind zuerst aus Nordamerika genauer bekannt geworden; in den Bergen südlich vom St. Lorenzstrome und von den grossen Seen fand das Eis den Hintergrund für einen Stausee von ungeheurer Ausdehnung und Tiefe, von dessen Becken die heutigen fünf grossen Seen nur einen Theil erfüllen. Aus dem alpinen Glacialgebiet hat Penck das Phänomen beschrieben; die Eismassen des grossen Rheingletschers stauten die Wasser auf, die von der Schwäbischen Hochebene zwischen Donau und Bodensee nach S. flossen und erzeugten Stauseen, deren bedeutendste der Ravensberger und Ueberlinger waren. In Schweden hat G. Andersson sehr grosse Stauseen im centralen Jämtland entdeckt und ganz kürzlich darüber berichtet.

In Norddeutschland sind grössere Stauseen von diesem Charakter erst in den letzten Jahren bekannt geworden, und zwar machten kleinere Seen den Anfang, bei denen der Endmoränenwall selbst als Stau diente. Als zu diesem Typus gehörig wurde von Berendt das Becken erkannt, in welchem hinter der Joachimsthaler Endmoräne als letzter Rest des ehemaligen grösseren Sees der Grimnitzsee liegt und von Schröder das ganz gleichartig entwickelte Becken des Paarsteiner Sees hinter der Choriner Endmoräne. Von unvergleichlich viel grösserem Umfange sind nun die von mir im Baltischen Küstengebiete aufgefundenen glacialen Stauseen. Ich habe oben ausgeführt, dass die Schmelzwasser des Eises bei einer bestimmten Lage des Eisrandes ihren Weg zwischen diesem und dem Höhenrücken zu nehmen gezwungen waren. Wäre das Profil dieser Abflusslinie ein von O. nach W. gleichmässig geneigtes gewesen, so hätte dieser ganze grosse Baltische Urstrom in seiner vollen Länge sich als Flussthal entwickeln müssen; da aber diese Gleichmässigkeit der Abdachung nicht vorhanden war,

sondern durch mehrere von S. nach N. vom Höhenrücken aus spornartig sich erstreckende Riegel unterbrochen war, die zu umfliessen die Schmelzwasser durch das darüberliegende Eis verhindert waren, so musste die Folge die sein, dass hinter diesen Riegeln eine Wasseransammlung eintrat, deren Spiegel höher und höher stieg, bis er den tiefsten Punkt des absperrenden Riegels erreicht hatte. Von der Höhenlage der tiefsten Einsenkung in dem nach W. sich anschliessenden Terrain hängt die Grösse des so entstandenen Stausees ab. Auf diese Art entstanden die beiden östlichen Stauseen, die den Thalverlauf des Baltischen Urstromthals unterbrechen und die wir nunmehr näher betrachten wollen.

1. Der Stausee nördlich von Rummelsburg i/P.

In der Gegend von Pollnow, südlich von Schlawe erstreckt sich aus der ausserordentlich hoch gelegenen (180—240 Meter) Moränenlandschaft des Messtischblattes Sydow ein Riegel nach N., der bis zum Südrande der Bismarckschen Besitzungen in Hinterpommern reicht und eine Meereshöhe von mehr als 150 Meter erreicht. Dieser mächtige Riegel war die Ursache, dass in dem tiefer gelegenen östlich folgenden Terrain die von N. herabkommenden Eisschmelzwasser sich zu einem See aufstauten, der von O. nach W. sich über 4—5 Messtischblätter erstreckte und in der Richtung von N. nach S. eine grösste Breite von etwa 15 Kilometer besass. In diesem Riegel muss die tiefste Stelle, die den Wassern einen weiteren Abfluss nach W. gestattete, ursprünglich in einer Höhe von etwa 125—130 Meter ü. M. gelegen haben, denn in diesem Niveau liegen die ebenen Flächen der höchsten Terrasse, die innerhalb des Stausees zu beobachten ist, und in dem gleichen Niveau ist auch im Thale östlich von Pollnow noch ein Rest einer alten Flussterrasse zu beobachten. Wenn man die Karte vergleicht, so sieht man, dass die während dieser Phase in den Stausee hineingeschütteten Sandmassen einerseits von N. her kamen und offenbar den direct dem Eisrande entströmenden Wassern ihre Beförderung und Sedimentirung verdankten, während ein anderer eben so grosser Theil aus S., vom Höhenrücken her, durch

die von demselben herabkommenden Thäler herbeigeschafft wurde. Wir dürfen daraus den Schluss ziehen, dass während dieser Periode der Höhenrücken selbst von mächtigen Firnkappen überzogen war, deren Schmelzwasser ihren Weg nach N. nahmen und Wassermassen in den Stausee hineinführten, welche diejenigen der kleinen Flüsse und Bäche der heutigen Zeit weit übertrafen. Da wo der Stausee nur eine Breite von wenigen Kilometer besitzt, wie in seinem ganzen östlichen Theile, sind die von N. und von S. her in ihm aufgeschütteten Sanddeltas in der Mitte zusammengewachsen und es hat sich ein einheitlicher über die ganze Breite des Sees erstreckender Terrassenboden entwickeln können. Im westlichen Theile dagegen, wo die Breite, wie angegeben, stellenweise mehr als 2 Meilen erreichte, war die Lebensdauer des Sees nicht lang genug, um ein Zusammenwachsen der von beiden Seiten her in den See vorgeschobenen Sanddeltas zu ermöglichen, und diese brechen desshalb von beiden Seiten her in zum Theil prachtvoll abgesetzten Terrainstufen zu den tieferen, jüngeren Terrassen des gleichen Sees ab. Die Phase, während deren die Wasser des Stausees über Pollnow durch das Urstromthal abflossen, setzt sich aus zwei Episoden zusammen; man kann nämlich innerhalb der zwischen 100 und 130 Meter Meereshöhe gelegenen höchsten Terrasse an vielen Stellen 2 Stufen unterscheiden, die aber auf der Uebersichtskarte nicht auseinander gehalten sind, schon desshalb nicht, weil die vorhandenen Beobachtungen durchaus nicht ausreichen, diese beiden Episoden genau kartographisch zu fixiren. Ihnen entsprechen nun zwei verschieden hohe Terrassen in den nach W. hin folgenden Thalabschnitten, Terrassen, die sich noch in 30 Kilometer Abstand von der Ausflussstelle nachweisen lassen. Beide Episoden sind auch aus dem Grunde in der Karte zusammengefasst worden, weil ihnen das gleiche Abflussthal gemeinsam ist. Heute liegt die tiefste Stelle des Wasserpasses östlich von Pollnow in einer Meereshöhe von 108 Meter. Von dieser Höhe senkt sich der Thalboden in zweimal wiederholten rechtwinkligen Knien auf die Höhe von 60 Meter, die südöstlich von Belgard, in der Nähe von Gr.-Tychow erreicht wird.

2. Der Persantestausee.

Hier beginnt der zweite Stausee, den ich nach dem grössten, heute das Gebiet entwässernden Flusse als den Persantestausee bezeichnen werde. Er war durch einen Rücken, der sich, von Polzin herkommend, über die Blätter Gr.-Rambin und Standemin nach N. vorschiebt, veranlasst. Dieser Rücken verhinderte den weiteren Abfluss des Wassers so lange, bis dasselbe wieder bis zur tiefsten Stelle dieses Riegels sich aufgestaut hatte. Dieser ausserordentlich schmale Pass liegt auf der Grenze der Messtischblätter Ramelow und Standemin in einer Meereshöhe von 61 Meter und besitzt eine Breite von nur 6—700 Meter. Dahinter bildeten die Wasser einen ausgedehnten See, der sich im Persantethal über das ganze Blatt Gr.-Krössin hin ausdehnte, nach S. in einem Arm bis in die Nähe von Polzin erstreckte, nach O. bis über Gr.-Tychow hinausreichte und im N. von dem südlich und östlich von Belgard über Beussin und Neu-Buckow verlaufenden Eisrande begrenzt wurde. Aus diesem See heraus erhoben sich als Inseln einige etwas höhere Diluvialplateaus, deren Lage sich aus der Karte ergiebt. Die von N. vom Eisrande herkommenden Sandmassen verschmolzen mit den vom S. herbeigeführten zu einer einheitlichen Terrasse, sodass der See während der Zeit seines Bestehens bis zu dem angegebenen Niveau von 60 Meter durch Zuschüttung vollständig ausgefüllt wurde. Aus dem Persante-Stausee nahmen die Wasser ihren Abfluss durch die bereits erwähnte, nur wenige hundert Meter breite Thalenge südlich von Standemin; westlich von diesem in 61 Meter Seehöhe liegenden Passe verbreiterte sich das Thal wieder und erhielt vom N. her aus den oben erwähnten Sandrgebieten der Blätter Ramelow und Roman einen erheblichen Zuwachs, sodass seine Breite stellenweise auf 5—6 Kilometer ansteigt. Noch einmal erfolgte eine Zusammenschnürung bei Plathe 40 Meter ü. M. und dann gelangte der Schmelzwasserstrom durch das allmählich sich verbreiternde, nördlich von Naugard verlaufende Thal in den dritten und grössten der von ihm durchflossenen Stauseen hinein.

3. Der Haffstausee.

Dieser hat eine wesentlich andere Entstehung als die beiden östlichen Eisseen. Das gewaltige Becken, welches er einnimmt, dessen ostwestliche Breite circa 80, dessen nordsüdliche 30 bis 40 Kilometer beträgt und dessen Grund an vielen Stellen unter das heutige Meeresniveau hinabreicht, stellt voraussichtlich ein Aequivalent zu denjenigen Terrain-Formen der Alpenvergletscherung dar, die man als centrale Depression bezeichnet hat. Das Becken des Haffes würde also im vorliegenden Falle die centrale Depression desjenigen Gletschers bilden, dem der halbkreisförmig verlaufende Oderbogen der Endmoräne entspricht. Die Höhe, bis zu der das Wasser in diesem Becken durch das den nördlichen Theil des heutigen Haffes und die Inseln Usedom und Wollin vollständig bedeckende Eis emporgestaut wurde, war wiederum abhängig von der Höhenlage der tiefsten nach W. hin einen Abfluss gestattenden Theile des vom Eise bereits befreiten Gebietes, und aus der Höhenlage der obersten Terrasse im Gebiete des Stausees vermögen wir zu erkennen, dass diese Abflussmöglichkeit in einem Niveau von 25 Meter ü. M. geboten war. Es waren, wie ein Blick auf unsere Karte zeigt, im Wesentlichen zwei durch mehrfache Gablung mit einander in Verbindung stehende Thäler, dasjenige der Peene, Trebel und des Landgrabens, die heute als zusammenhängende nur wenig über den Meeresspiegel sich erhebende Moorflächen die Richtung, in welcher die Abflüsse des Oderstausees sich bewegten, anzeigen. Leider ist unsere Kenntniss dieser Gebiete noch eine recht mangelhafte und ich bin vorläufig nicht im Stande, wie Lepsius auf seiner Karte von Deutschland dies gethan hat, in diesen Gebieten die von Thalsand bedeckten Flächen auszugrenzen. Ich habe mich in Folge dessen darauf beschränken müssen, auf meiner Karte die alluvialen Niederungen dieser Thalsysteme zur Darstellung zu bringen. Die aus der Karte ersichtliche Beschränkung der Sande der obersten Terrasse im Haffstausee auf den südlichen Rand desselben, das Fehlen dieser Terrasse im Anschlusse an die Hochfläche im nörd-

lichen Theile des Stausees, macht es mir wahrscheinlich, dass in der ältesten Periode das nordwestlich von Friedland aus dem Stausee heraustretende, von der Tollense und Trebel benutzte, über Demmin, Sülz und Riebnitz verlaufende Thal den Weg des Stauseeabflusses bis zum Ostseebecken hin bezeichnet. Nur aus dem Mündungsgebiete dieses Flusses kennen wir durch die Arbeiten von Geinitz ausgedehnte Sandflächen, die sich von Ribnitz über Gelbensande und Bentwisch bis in die Nähe von Rostock als ein breites der Küste folgendes Band erstrecken und durch ihre Höhenlage (bis 20 Meter ü. M.) darauf hinweisen, dass sie in Zusammenhang mit dem grossen Nordbaltischen Urstrome stehen, dass dieser also in seiner ältesten Phase das Ostseebecken noch nicht in seinem heutigen Niveau, sondern in der Mecklenburgisch-Holsteinischen Bucht ein auf etwa 15—20 Meter Höhe aufgestautes Süsswasserbecken antraf. Bis zu dieser Höhe dürfen wir also erwarten im Mecklenburgischen und Holsteinischen Küstengebiete seine Spuren anzutreffen. Dieser letzte westlichste Stausee verdankt seine niedrige Lage ü. M. dem Umstande, dass südlich von Lübeck ein tief eingeschnittener Pass den Höhenrücken in seiner vollen Breite durchschnitt. Es ist dies das bekannte, von Lübeck über Mölln nach Lauenburg verlaufende, von der Trave und Stecknitz benutzte Thal, dessen höchster Punkt 20 Meter ü. M. liegt und die Höhe des Staus im Belt-Stausee bedingte. Durch dieses Thal gelangten die Wasser schliesslich bei Lauenburg wieder in das weite untere Elbthal hinein und nahmen so während der ältesten Phase des Nordbaltischen Urstroms ihren schliesslichen Weg doch wieder durch den während des grössten Theiles der letzten Eiszeit von den Schmelzwassern benutzten Weg über Hamburg und Cuxhaven in das Nordseebecken hinein. In der Uebersichtskarte Taf. VII ist in schematischer Weise der gesammte Verlauf des Urstromes von Danzig bis Cuxhaven zur Darstellung gebracht.

Nachdem wir denselben von seiner Quelle bis zur Mündung verfolgt haben, müssen wir einen Blick auf die Wirkungen werfen, die dieses total veränderte Wasserregime auf die übrigen eiszeitlichen Thäler und Flüsse ausübte. Im östlichen Deutschland, im Weichsel-

gebiete, konnte natürlich noch keine Veränderung dadurch bewirkt werden, weil zu jener Zeit die heute der Weichsel zum Abfluss nach N. dienende Pforte noch vollständig unter der Eisdecke begraben lag. Die weiter von O. her vom Eisrande und die von S. im heutigen Weichselthal kommenden Wassermassen mussten also nach wie vor ihren Weg über Bromberg im Thorn-Eberswalder Hauptthale weiter nehmen, aber sie kamen in diesem südlich von der baltischen Endmoräne gelegenen Thale nur noch bis in die Gegend von Niederfinow bei Eberswalde. Durch das Zurückweichen des Eises bis nach Vorpommern und durch das Schaffen eines tieferen bei 25 Meter Meereshöhe gelegenen Abflusses wurde der westlich von Hohenfinow gelegene Theil des Urstromthals trocken gelegt und die Wassermassen, die mit der Weichsel von O. her kamen, flossen verbunden mit denjenigen der Oder nach N. im heutigen Oderthale in den Oder-Stausee hinein und verliessen denselben auf dem oben gekennzeichneten Wege nach NW. Das Verbindungsstück aber zwischen der alten Eberswalder Pforte und dem Südrande des Haffstausees, also das untere Oderthal, ist nichts anderes als die unter dem Eise entstandene Hauptabflussrinne der Schmelzwässer eines grossen Theiles des Odergletschers, welche durch das Zurückweichen des Eisrandes frei geworden den von O. und S. kommenden Wassermassen einen bequemen Weg nach N. bot. Durch die Trockenlegung der Eberswalder Pforte wurden auch die ausgedehnten Gebiete westlich von derselben bis zur Elbe hin den Einwirkungen der Eisschmelzwässer entzogen, und wir dürfen annehmen, dass in den Gebieten westlich der Oder bereits in jener Phase die heutigen Verhältnisse in so fern sich entwickeln konnten, als nur noch die nicht direct vom Eise gespeisten, aus dem Mitteldeutschen Hügellande und von der südlichen Abdachung des Baltischen Höhenrückens herabkommenden Gewässer dieselben benutzen. Wir müssen annehmen, dass in dieser Zeit die Havel, Spree und Elbe nur in geringem Umfange noch von denjenigen Wegen abwichen, in denen sie heute ihrer Vereinigung resp. dem Meere zufliessen.

Eine Senkung des Wasserspiegels im Oderstausee war das nächste Ereigniss, welches über die Geschichte des Baltischen Ur-

stromthales uns einen Aufschluss gewährt. Von der höchsten Terrasse vielfach scharf abgesetzt, tritt uns in ungeheurer Flächenentwicklung eine mittlere Terrasse in diesen Gebieten entgegen, deren Meereshöhe im Durchschnitt 12—15 Meter nicht überschreitet. Diese Senkung muss nothwendig ihre Ursache in einer Aenderung des Abflussverhältnisses im westlichen Theile des Gebietes gehabt haben, d. h. es muss eine Pforte entstanden sein, deren höchster Punkt tiefer lag als die Passhöhe im Stecknitzthal bei Ratzeburg. Wir können annehmen, dass diese Veränderung des Abflussniveaus im nördlichen Theile des Stausees zu suchen ist, und dass mit ihrer Hilfe die Gewässer desselben einen Weg nach N. und weiterhin durch den kleinen Belt in das Kattegat hinein fanden. An welcher speciellen Stelle diese Pforte für die Wasser sich öffnete, lässt sich heute noch nicht angeben; die Wirkung war jedenfalls die, dass das Wasser in der Neustädter Bucht um einen Betrag von 10—12 Meter sich senkte und dass in Folge dessen auch im Oderstausee eine Senkung eintrat. Die in denselben einmündenden von N. und S. kommenden Gewässer schütteten eine neue Terrasse auf, die an Flächenausdehnung die höchste Terrasse, wenigstens im westlichen Theil des Stausees erheblich übertrifft. Die Elbmündung hörte mit dieser Senkung definitiv auf, die Schmelzwassermassen des Inlandeises der Nordsee zuzuführen und die heutige Wasserscheide zwischen der Nordsee und Ostsee entwickelte sich zugleich mit diesem Vorgange. Die östlich vom Oderstausee gelegenen Gebiete des Urstromthales wurden durch diese Senkung des Wasserspiegels nur in sofern beeinflusst, als im untersten Theil dieses Thales etwa von der Gegend von Plathe an, eine neue etwa 5 Meter unter der älteren liegende Terrasse sich entwickelte, die in der Gegend von Hohenbrück, nordwestlich von Gollnow den durch die Senkung wesentlich verkleinerten Oderstausee erreichte; auch scheint es, als ob das Eis im Gebiete von Neu-Vorpommern eine erneute Rückzugsbewegung gemacht hätte und als ob das bei Demmin mit dem Trebelthal sich vereinigende Peenethal die Hauptmasse der Wasser in dieser Phase des Stausees nach W. weiter befördert hätte. Die hydrographischen Verhältnisse der südlichen und östlichen Gebiete wurden dagegen

durch diese Senkung des Wasserspiegels nicht weiter berührt und die Weichselwasser mussten auch in dieser Zeit den umständlichen Weg durch das Oderbruch und den natürlich entsprechend gesenkten und eingeengten Oderstausee benutzen.

Noch hatte der Oderstausee eine dritte Phase durchzumachen, bevor sein Wasserspiegel auf diejenige Höhe sank, in der wir heute das Haff erblicken. Diese Zwischenstufe trat nach einer Senkung um ungefähr 6 Meter ein, sodass der Spiegel des durch diese Senkung verkleinerten Sees etwa 6—8 Meter ü. M. lag. Während dieser Phase des Sees blieb von dem alten Abflusse durch das Peene- und Trebelthal nur noch ein einziger schmaler Arm übrig und zwar der mit Moor erfüllte untere Theil des Peene-Thales bis Demmin und des Trebelthales von hier bis Ribnitz. Auf dieser ganzen Strecke liegt die Oberfläche des torfigen Alluvium nirgends höher als $2^1/_2$ Meter ü. M.; es ist aber wahrscheinlich, dass diese Senkung nicht durch Vertiefung des Thalbodens infolge der Erosion des Urstromes selbst herbei geführt wurde, sondern durch Freiwerden kürzerer und bequemerer Verbindungen mit den offnen Wasserflächen des Westens. Es spricht eine gewisse Wahrscheinlichkeit dafür, dass die heute vom Strelasunde eingenommene Senke, welche die Insel Rügen von Vorpommern trennt, zu jener Zeit bereits eisfrei war und ein Abfliessen des Stausees durch das Gebiet der heutigen Peenemündung in das durch den Eisrückzug bedeutend erweiterte westliche Becken der Beltsee gestattete. Doch muss auch in dieser Periode der Zusammenhang der westlichen Ostsee mit dem offenen Meere auf eine Flussverbindung beschränkt gewesen sein, da sonst ein Grund für das Aufstauen des Wassers im Haffgebiete auf 6—8 Meter über dem heutigen Niveau nicht abzusehen ist. Es muss ferner zu derselben Zeit bereits ein gut Theil des heutigen Küstengebietes von Hinterpommern eisfrei geworden sein, wahrscheinlich bis in die Gegend zwischen Treptow und Kolberg, so dass die in dem Urstrome von O. her abfliessenden Wasser den Haff-Stausee garnicht mehr erreichten (es giebt keine in dem Niveau von 6—8 Meter endigende in das Urstromthal hinein verfolgbare Terrasse), sondern dass die in ihm herab-

kommenden Gewässer bereits vorher eine Möglichkeit fanden, sich auf die Küste zuzubewegen. Die Höhenlage der Thalsandterrasse spricht dafür, dass es das heutige untere Regathal war und dass auf dem Messtischblatte Kölpin südlich von Kolberg und westlich von Greifenberg die im Urstromthale herabkonmmenden Wassermassen ihren alten Weg verliessen und den kürzeren über Greifenberg nach Kammin führenden einschlugen.

Weitere Bewegungen des Eisrandes im Sinne eines Rückzuges hatten zur Folge, dass eine vollständige und breite Verbindung zwischen dem Kattegat und der Ostsee geschaffen wurde, und dass in letzterer der Wasserspiegel auf das oceanische Niveau sich senkte. Damit trat auch der Oderstausee in seine letzte Phase ein, in welcher der Wasserspiegel bis auf sein heutiges Niveau fiel, und in Hinterpommern begannen nunmehr mit dem schrittweisen weiteren Rückgange des Eises für ein Flussgebiet nach dem anderen diejenigen hydrographischen Verhältnisse sich zu entwickeln, die den Uebergang zu den heutigen herstellen. Wenn wir einen Blick auf das verwickelte Thalsystem dieses Gebietes zwischen der Dievenowmündung und derjenigen des Lebathales werfen, so nehmen wir als hervorstechendsten Zug in der Anordnung der Thäler wahr, dass dieselben sich in der Hauptsache aus zwei verschiedenen Elementen zusammen setzen, nämlich einmal aus ostwestlich gerichteten, unter mehr oder weniger spitzen Winkeln auf die Küste zu verlaufenden Thälern, und aus rechtwinklig dazu stehenden, kurzen, nordsüdlichen Thälern, die im allgemeinen das Bestreben haben, je zwei der ostwestlichen Thäler miteinander in Verbindung zu setzen. Eine ungezwungene Erklärung dieser beiden Thalsysteme gewinnt man sofort, wenn man die ostwestlichen Thäler als solche betrachtet, die während der verschiedenen, wahrscheinlich nur ganz kurze Zeiträume umfassende Stillstandsphasen in der weiteren Rückwärtsbewegung des Eises die randlichen Schmelzwasser desselben aufsammelten und an diesem Rande hin dem Ostseebecken zuführten, während die nordsüdlichen Thäler subglaciale auf den Eisrand zu verlaufende Schmelzwasserrinnen darstellen, die, nachdem das betreffende Gebiet von seiner Eisbedeckung durch Abschmelzen befreit war, oft genug im umgekehrten Sinne,

d. h. von S. nach N. von den südlicheren Flüssen benutzt wurden. Im nächsten Abschnitte werde ich versuchen, die Entwicklung der einzelnen hinterpommerschen Küstenflüsse nach diesem Gesichtspunkte zu erklären.

Die nächste Aenderung in den Abflussverhältnissen des Urstroms trat ein, als der Eisrand bis zu einer Linie zurückgewichen war, die südlich von Köslin in der Richtung auf Kolberg zu verläuft. Mit der Vollziehung dieser Rückzugsbewegung wurde den Wassern ein neuer Abfluss geschaffen in der Richtung des heute von der Persante durchflossenen Thals, und der Engpass nördlich von Gr. Rambin wurde mit diesem Augenblicke trocken gelegt. Da aber die Differenz zwischen dem alten und dem neuen Abflussniveau eine sehr bedeutende war, so trat auch im Persantestausee eine gewaltige Senkung des Wasserspiegels ein, der See verschwand und es bildete sich 40 Meter unter der während seiner Existenz erzeugten Seeterrasse eine neue Flussterrasse aus, die in einer Meereshöhe von 25 Meter beginnt und nach W. hin bis in die Gegend von Kolberg sich bis nahe auf das Meeresniveau herabsenkt. Die Wassermassen des Urstromthales selbst nahmen ihren Weg durch das Thal, welches heute vom Radüeflusse von Seeger bis Belgard und Körlin benutzt wird. Es wurde also auch das nordsüdliche Verbindungsstück zwischen dem ostwestlich verlaufenden Theile des Urstromthales auf den Blättern Seeger, Klannin und Kurow und dem Persantestausee mit der Eröffnung dieser neuen Verbindung trocken gelegt. Erst die folgende Phase des Eisrückzuges zog auch den östlichsten der grossen Stauseen in Mitleidenschaft. Der Eisrand zog sich bis auf die Blätter Zanow, Damerow, Zirchow, Wussow und Varzin zurück. Dadurch eröffnete sich den in dem östlichen Rummelsburger Stausee angesammelten Wassermassen ein neuer Abflussweg durch eine im südlichen Theile der Blätter Wussow, Zirchow, Damerow und Zanow verlaufende Rinne, deren Passhöhe beträchtlich tiefer lag als diejenige des bislang benutzten Abflusses östlich von Pollnow; infolgedessen wurde in diesem Augenblicke das Pollnower Thal trocken gelegt und die Wasser im Stausee senkten sich um einen Betrag von etwa 30 Meter und zwar in zwei durch eine kurze Stillstandsperiode unterbrochenen

Absätzen. Der Wasserspiegel im Stausee besass eine Meereshöhe von nur noch 90 Meter, stand also bereits 15 Meter tiefer als das Niveau des ehemaligen Abflusses nach W., und die abfliessenden Wassermassen schlugen den Weg ein, den die grosse Karte aus der Farbennüance der mittleren Thalsandterrasse des östlichen Stausees erkennen lässt. Er verläuft über die Blätter Brotzen und Varzin nach N. und wendet sich von dort aus nach W. Der Stausee selbst erfuhr durch diese Senkung des Wasserspiegels eine beträchtliche Verminderung seiner Grösse, da die ausgedehnten, in der ersten Phase seines Bestehens in ihm aufgeschütteten Sandmassen nunmehr landfest wurden. Zum vollständigen Verschwinden wurde auch der östliche Stausee gebracht, als das Eis noch weiter zurückgewichen war und mit seinem Rande auf den nördlicher liegenden Blättern Grupenhagen, Peest, Zitzewitz und Stolp lag. Die dadurch bewirkte Eröffnung der nur wenig ü. M. gelegenen, heute vom Grabowflusse benutzten Rinne auf Blatt Altenhagen schaffte den abfliessenden Wassern des Stausees abermals eine kürzere Verbindung zum Meere und anstatt bei Borkow nach O. hin weiter zu fliessen, benutzten die Wasser den rund 30 Meter tiefer gelegenen näheren Weg über Alt-Wiek und Altenhagen nach Rügenwalde. Die Folge davon war, dass im östlichen Theile des Stausees in der Gegend von Jassen eine beträchtliche Senkung eintrat, die denselben in einen langgestreckten Thalsee umwandelte, während durch die gleiche Senkung der westliche Theil vollständig trocken gelegt wurde und als See zu existiren aufhörte. In die Terrasse der zweiten Etappe schnitten sich nunmehr die vom Höhenrücken herabkommenden Wasser tiefe Thäler ein und erzeugten so eine dritte und tiefste nunmehr aber bereits als Flussterrasse entwickelte Thalstufe, die im N. auf den Blättern Schlawe und Kulsow sich mit dem von O. her in mehrfach geknicktem Thal herabkommenden Abflusse des östlichen Theils unseres grossen Stausees vereinigte. Diese vereinigten Wasser nahmen ihren Weg durch das über die Blätter Schlawe und Wussow führende NS.-Thal, einen alten subglacialen Schmelzwasserlauf, und folgten von hier aus dem heute von der Grabow benutzten Thal, aber in einem gegenüber der älteren Terrasse um

30 Meter erniedrigten Niveau. Während dieser Phase der Eisrandlage auf der Grenze der Blätter Karwitz und Grupenhagen wurde westlich von dem eigentlichen Thalverlaufe eine weite Depression eisfrei, in die die Gletscherwasserfluthen zwar eintreten konnten, aus denen sie aber nach W. hin keinen weiteren Ausfluss fanden, sodass sich hier ein flaches mit dem Thale in Verbindung stehendes Staubecken entwickeln konnte, in welches gröbere, sandige Sedimente nicht hineingelangen konnten, in dem aber die von den Wassern mitgeführte Gletschertrübe Gelegenheit hatte, sich abzusetzen. Es entstand hier das in der Hauptsache auf dem Messtischblatte Karwitz liegende ausgedehnte Thongebiet, dessen Sedimente ich entsprechend den in gleichem Niveau lagernden Thalsandflächen als Thalthon bezeichnet und dargestellt habe. In ganz analoger Weise hatte sich auch schon eine Etappe früher, als die Schmelzwasser noch das Zirchow-Zanower Thal benutzten, ein derartiges an das Stromthal sich anschliessendes schlauchförmiges Thal zwischen Borkow und Alt-Wiek gebildet, also in einem Theil des Thales der heutigen Grabow, und auch in diesem sackförmigen Thalstücke gelangten thonige Sedimente der Schmelzwasser zum Absatze, die uns heute als schmale Säume auf beiden Seiten des Moor erfüllten Thals begegnen und am westlichen Rande dieses Schlauches in der Gegend der Haltestelle Alt-Wiek eine grössere Fläche einnahmen. Es ist nicht unwahrscheinlich, dass im Untergrunde des Grabowthal-Moores diese Thonmassen in grösserer Mächtigkeit sich finden, doch konnte dies bei der mindestens 6 — 7 Meter betragenden Mächtigkeit dieses Torfmoores nicht festgestellt werden.

Noch einmal trat eine Veränderung ein, als der Eisrand abermals um eine Sectionsbreite nach N. zurückgewichen war; es wurde dabei eine tiefe Depression den Schmelzwassern zugänglich, das nordsüdliche Thalstück auf den Blättern Schlawe und Wussow wurde trocken gelegt und die Wasser folgten jetzt demselben Wege, den heute der Wipperfluss einschlägt. Auch diese Umänderung des Wasserregimes vollzog sich in zwei Absätzen, die durch zwei verschiedene Terrassen im Wipperthal angedeutet sind.

Mit dem Zurückweichen des Eisrandes über das grosse und

breite Leba-Redathal hinweg wurde auch dem letzten östlichsten Theile des Nordbaltischen Urstromthales das Wasser abgeschnitten, und das alte, grosse Thal war somit nunmehr in seiner ganzen Länge in ein todtes verwandelt. Dieses letzte Zurückweichen des Eises westlich der Weichsel hatte vermuthlich auch weiter im O. das subglaciale NS.-Thal freigelegt, welches heute von der Weichsel zwischen Marienburg und Fordon benutzt wird, sodass die von O. und S. kommenden Wasser nicht mehr die Bromberger Pforte nach W. hin zu überfliessen brauchten, sondern ihren Weg direct nach N. durch das heutige Weichselthal in das Gebiet des frischen Haffes nehmen konnten. Damit trat zugleich im Weichselthal eine starke Senkung des Wasserspiegels ein: während die durch lange Zeiträume hindurch benutzte Pforte östlich von Bromberg in 65—70 Meter Meereshöhe liegt und ausgedehnte Terrassenflächen von hier aus bis an die Russische Grenze nach O. hin im gleichen Niveau sich erstrecken, liegt nach erfolgter Verlegung des Weichsellaufes nach N. der neue Wasserspiegel in einem Niveau von circa 45—50 Meter, also 20—25 Meter niedriger. Von diesem Moment an herrschten in ganz Norddeutschland westlich der Weichsel bereits dieselben hydrographischen Verhältnisse wie heutzutage, abgesehen von geringfügigen, das gesammte Gebiet nur wenig modificirenden Veränderungen, und nur östlich der Weichsel bestanden noch »diluviale« Verhältnisse, die aber mit jeder weiteren Rückzugsbewegung des Eises den heutigen ähnlicher sich gestalteten.

Wenn man die allmähliche Entwicklung der Hydrographie des Pommerschen Küstengebietes aus den diluvialen Verhältnissen zu den heutigen noch eingehender verfolgt als ich es in obigen Ausführungen gethan habe, so ergiebt sich eine ganze Reihe von Anhaltspunkten für die Feststellung der verschiedenen Eisrandlagen, und es erwächst aus diesen Linien die Möglichkeit, einen Einblick in die ganze Art des Eisrückzuges zu gewinnen. Wenn man die einzelnen so ermittelten Eisrandlagen auf einer Karte einträgt (vergl. Taf. XVIII), so sieht man, dass die Bewegung sich im allgemeinen zwar von N. nach S. vollzieht, sodass eine Reihe von ostwestlich verlaufenden, untereinander parallelen Eis-

randthälern sich bilden konnte, man sieht aber zugleich, dass diese Bewegung nicht gleichmässig erfolgte, dass also einer Rückwärtsbewegung des Eises in der Gegend des Oderstromes nicht eine gleich grosse, etwa im östlichen Ursprungsgebiete des Nordbaltischen Urstromes entspricht, dass vielmehr im O. das Eis unverändert seine Lage beibehielt, während im W. eine Strecke nach der anderen den Rückzug nach N. antrat, sodass also die Linien, die die einzelnen Eisrandlagen bezeichnen, nach O. hin alle miteinander zur Vereinigung gelangen. Es besteht also auch in dieser Art der Bewegung eine gewisse Harmonie mit den Rückzugsbewegungen von der durch die baltische Endmoräne markirten Linie bis zu derjenigen Eisrandlage, bei welcher der Urstrom seine grösste Ausdehnung besass, insofern als auch diese Rückzugsbewegung je näher der Oder um so grössere Beträge, je näher dem östlichen Ursprung des Urstromes um so geringere annahm, nämlich 20 Kilometer im O., gegen 80—90 Kilometer im Odergebiete. In welcher Weise im eigentlichen Ostseebecken die Rückwärtsbewegung sich vollzog und an welcher speciellen Stelle der Uebergang aus der nordsüdlichen in die baltische Bewegung zich vollzog, lässt sich natürlich nur muthmassen, aber nicht beweisen, und ich gehe auf diese Frage deshalb nicht näher ein.

Dagegen werde ich versuchen, die Art und Weise des Eisrückzuges auf dem pommerschen Festlande und die daraus ganz von selbst sich ergebende Entwickelung der Hydrographie des Landes nördlich vom baltischen Höhenrücken aus den eiszeitlichen zu den heutigen Verhältnissen durch die Verfolgung einer Anzahl einzelner Phasen der Eisrandlage zu ermitteln. Ich habe zu diesem Zwecke 10 verschiedene Stadien des Eisrückzuges graphisch dargestellt, welche den Zeitraum umfassen zwischen der Eisrandlage zur Zeit der vollkommensten Entwickelung des pommerschen Urstromthales und derjenigen Phase, während welcher nur noch der äusserste NO. des Landes zwischen Oder und Weichsel im Banne des Inlandeises lag.

Wie diese Karten aus der Verwerthung einer grossen Menge von Einzelbeobachtungen in Bezug auf Endmoränen, Sandr, Fluss-

und Seeterrassen entstanden sind, geht aus meinen früheren Ausführungen hervor. Die Aufeinanderfolge der einzelnen Schmelzwasserläufe ergiebt sich aus den bei den Specialaufnahmen mit Sicherheit constatirten Thatsachen, dass von den subglacialen Rinnen die östlichen jünger sind wie die westlichen und von den Randthälern jedes nördlichere nicht nur jünger ist als die südlicheren, sondern mit seinem Freiwerden dieselben auch mehr oder weniger trocken legt.

Phase I, Tafel VIII.

Taf. VIII giebt die Lage des Eisrandes während der Zeit, in der in den drei Stauseen der Wasserspiegel seine grösste Höhe besass, das pommersche Urstromthal am vollständigsten entwickelt war und der Abfluss des Haffstausees bei Friedland lag. Die von S. kommenden Oder-Weichselgewässer mündeten durch das Oder- und Randowthal in den Haffstausee. Die Ihna floss westlich von Stargard in denselben, die Rega bei Plathe in das Urstromthal, der Oberlauf der Persante lag zum grossen Theile im Gebiete des gleichnamigen Stausees und die weiter westlich folgenden Küstenflüsse bildeten mit ihren südlich vom Eise liegenden Theilstücken kurze Nebenflüsse des grossen Schmelzwasserstromes oder der in seinen Lauf eingeschalteten Stauseen. Das Gebiet der Leba und Rheda liegt noch vollständig unter der Eisdecke begraben. Von allen Küstenflüssen zeigt der in dieser Phase eisfreie Oberlauf nur bei der Rega einen verwickelten Verlauf, der auf die Herausbildung von Längs- und Querthälern während der Bewegung des Eisrandes von der baltischen Endmoräne zu der in Taf. VIII dargestellten Linie beruht. Nähere Kenntniss dieser Vorgänge, die sich wahrscheinlich in sehr kurzer Zeit vollzogen, fehlt mir, nur soviel steht fest, dass das heutige Regathal zwischen Plathe und Regenwalde nicht existirte, sondern dass die von S. kommenden Gewässer ausgedehnte Landgebiete, z. B. auf Blatt Gr. Sabow, in einem Niveau überflutheten, welches mindestens 15 Meter über dem heutigen Niveau des Flusses lag.

Phase II, Tafel IX.

Oestlich von dem grossen Sandr auf Blatt Roman, südlich von Kolberg, bleibt die Lage des Eisrandes und das hydrographische Regime unverändert, während westlich von diesem Punkte eine je weiter nach W. desto stärkere Rückwärtsbewegung erfolgt ist.

Westlich vom Haffstausee ist das Eis bis in die Gegend von Anklam zurückgewichen, wodurch ein neuer Abflussweg für die Schmelzwasser durch das Peenethal und Ibitzbruch frei geworden ist. Dabei ist der Wasserspiegel im Stausee um den Betrag von etwa 5—10 Meter gesunken, dieser selbst dadurch im O. und S. nicht unerheblich eingeengt. Nach N. hin hat er dagegen durch Zurückweichen des Eisrandes, vielleicht bis auf die Inseln Usedom und Wollin, an Umfang zugenommen. Der Oder-Weichsel ist der Weg durch das Randowthal unmöglich geworden, sie fliesst jetzt ungetheilt durch das heutige Oderthal, in welchem die Senkung des Wasserspiegels im Stausee starke Erosion, aber keine neuen Ablagerungen zur Folge hatte. Die Ihna erreichte in dieser Phase das offene Wasser bei Gollnow. Der Eisrand ist auf dem hinterpommerschen Festlande nur wenig zurückgewichen und verläuft in flach geschwungenen Bögen über Völzin und südlich von Greifenberg über Wisbu, Natelfitz und Kölpin auf Sternin, von wo er in der Lage von Phase I weiter nach O. geht. Das Urstromthal läuft über Cantreck und Hammer bei Hohenbrück in den Stausee. Die Senkung des Wasserspiegels im Stausee von 25 auf 15 Meter hat zugleich die Entstehung einer tieferen Terrasse im Urstromthale zur Folge, die, 5—7 Meter unter der höheren gelegen, sich nach O. bis in die Gegend von Plathe verfolgen lässt. Ausserdem hat diese Senkung das grosse Inundationsgebiet in der Drumlinlandschaft des Blattes Gr.-Sabow und in den nach S. und SO. angrenzenden Gebieten trocken gelegt und die Rega gezwungen, sich ein schmales Thal einzugraben. In demselben liegen an zahlreichen Stellen Terrassen, die mit der tieferen Terrasse des Urstromthales correspondiren. Der Fluss selbst mündete in letzteres bei Plathe und folgte ihm in den Haffstausee. In dem heutigen Regathale nördlich von Plathe kam vom Eisrande ein Schmelzwasserstrom herab, der gleichfalls eine Terrasse der

gleichen Stufe hinterliess. Die weiter im O. folgenden Flüsse werden durch diese Rückzugsbewegung im W. nicht berührt. — In dieser oder der folgenden Phase bildet sich auf dem Schnitte der Messtischblätter Schwessow, Gülzow, Schwirsen und Stuchow zwischen dem Eise und dem im S. vorliegenden höheren Gelände ein kleiner Stausee von 10 Kilometer ostwestlichem und 7 Kilometer nordsüdlichem Durchmesser, in welchem feinkörnige Sande in geringerer Mächtigkeit auf der Grundmoräne zum Absatze gelangen.

Phase III, Tafel X.

Auch in dieser Phase ist die Rückzugsbewegung auf den westlichen Theil der in unserem Kartenbilde dargestellten Inlandeismasse beschränkt und erreicht im O. ihr Ende an dem grossen Sandr auf Blatt Roman südlich von Kolberg. Der östliche Theil des Urstromthales bleibt bis an diese Stelle unverändert, weiter nach W. hin aber vollzieht sich eine bedeutungsvolle Umwandlung insofern, als der von hier an folgende Theil des Urstromthales bis zum Haffstausee hin trocken gelegt wird und der von O. kommende Schmelzwasserstrom am Eisrande sich ein neues, tiefer gelegenes Randthal eingräbt. Dasselbe zweigt sich in der SO.-Ecke des Blattes Kölpin mit so raschem Gefälle vom bisherigen Thale ab, dass der Boden der Terrasse des neuen Thales 5 Kilometer nördlich von der Abzweigungsstelle bereits 10 Meter tiefer liegt als der Boden des alten Thales, nämlich in rund 35 Meter Meereshöhe. Das neue Thal verläuft in nach S. geöffnetem Halbkreise über das Messtischblatt Kölpin und tritt durch eine tiefe torferfüllte Rinne zwischen Stölitz und Natelfitz auf Blatt Greifenberg über. Mit mehrfachen Krümmungen durchzieht es dieses Blatt und das im W. anstossende Blatt Stuchow, um auf Blatt Schwirsen endlich in ein ausgedehntes, flach überstautes Gebiet zu gelangen, welches mit dem Haffstausee vermuthlich in vollem Flächenzusammenhange stand. Der grosse Stausee selbst war in dieser Phase abermals um rund 8 Meter gesenkt, dadurch im S. wesentlich eingeengt, aber im N. durch Besitzergreifung eisfrei gewordenen Landes für diese Einbusse an Fläche einigermaassen

entschädigt. Sein Hauptabfluss nach W. hin erfolgte vermuthlich durch die Peenemündung zwischen Usedom und dem Festlande, sowie durch den Strelasund zwischen Rügen und Neuvorpommern. Von den pommerschen Flüssen mündet in dieser Zeit die Ihna etwas westlich von Gollnow in den Stausee, die Stepenitz (Gubenbach) in der westlichen Hälfte von Blatt Münchendorf und der grosse Völzer Bach südlich von Kammin, letzterer unter Schaffung einer neuen Thalstufe, die sich bei Moratz nach N. hin aus dem alten Thale abzweigt. Die Rega folgt nicht mehr dem alten Thale nach W., sondern hat die eisfrei gewordene subglaciale Rinne nördlich von Plathe benutzt, um auf kürzestem Wege das neue Längenthal bei Greifenberg zu erreichen und in ihm mit den Schmelzwassern vereint nach W. weiter zu fliessen.

Phase IV, Taf. XI.

Die nächste mit der Schaffung eines neuen Eisrandthales verbundene Rückzugsbewegung des Eises reicht nach O. etwa bis in die Gegend von Dargislaff und Gerwin südwestlich von Kolberg. Das neue Thal zweigt sich bei Broitz auf Blatt Kölpin vom vorigen ab, folgt zunächst einer subglacial vorgebildeten Nordsüdrinne bis nördlich von Molstow, biegt dann nach W. um und verläuft über Beelkow, Görke und das Trestiner Hochmoor, um sich bei Muddelmow wieder mit dem vorigen Thale zu vereinigen und in dessen Zuge nach W. weiter zu gehen. Von Flüssen erfährt nur die Rega eine kleine Aenderung ihres Laufes insofern, als sie von Greifenberg an einer nur $2^1/_2$ Kilometer langen, ganz schmalen, subglacialen Nordsüdrinne folgend zwischen Schellin und Görke das neue Thal erreicht. Der Wasserspiegel im Haffstausee sinkt auf seine heutige Höhe, doch ist der See beträchtlich grösser wie jetzt, weil die heutigen riesigen Moore, besonders auf seiner östlichen Seite, und die thonigen Sedimente der Oder alle noch fehlten. Der See hat damit seinen Charakter als Stausee verloren und verändert sich weiterhin nur noch insofern, als grosse Flächen durch Vertorfung und Verschlickung landfest werden. Die Ihna erreicht ihn etwa 7 Kilometer östlich von ihrer heutigen Mündung; die Eisschmelzwasser aber münden nun nur noch von S. her, ver-

mittelst des Oder-Weichselstromes, in den Haffsee, während die von O. kommenden über Kammin fliessen und nördlich von der Insel Wollin bereits offenes Wasser vorfinden. In dieser Zeit wird der Haffsee vor Allem durch die breite Pforte zwischen Lebbin und den Plateaus der Insel Usedom, dem heutigen Mündungsgebiete der Swine, mit dem offenen Wasser im N. in Verbindung gestanden haben.

Phase V, Taf. XII.

Die in dieser Phase fixirte Eisrandlage hat gegenüber der vorigen sehr bedeutende Veränderungen im Zustande der Seen und im Laufe der Schmelzwasser und der übrigen Flüsse herbeigeführt.

Der Rückzug des Eises erstreckt sich nach O. hin bis in die Gegend zwischen Belgard und Köslin, und es entsteht ein neues Randthal, welches sich von dem alten Thale auf Blatt Seeger südlich von Köslin abzweigt. An der Stelle der Abzweigung liegt das Dorf Rossnow, und das neue Thal verläuft von hier aus in westlicher Richtung, während das alte an dieser Stelle unter einem beinahe rechten Winkel nach S. abbog, um über Pobanz und Tietzow den Persantestausee zu erreichen. Während der alte Thalboden im südlichen Theile des Blattes Seeger in 70—75 Meter Meereshöhe liegt, senkt sich das neue Thal im nördlichen Theile desselben Blattes von 60—65 Meter am Ostrande auf 45—50 Meter am Westrande. Weiter verläuft dann das neue Thal unter Senkung seines Thalbodens auf 25—30 Meter über die Blätter Bulgrin und Belgard bis in die Nähe des Städtchens Körlin; heute folgt diesem Thalzuge die Radüe. Von Körlin an flossen die Wasser weiter in schnurgerader Richtung nach NNW. über Emmasthal und Johannesthal in der Richtung auf Zwilipp, folgten dann dem heutigen Persantethale bis Bogenthin südlich von Kolberg, bogen hier nach W. hin ab, traten auf Blatt Langenhagen über, folgten einer eisfrei gewordenen subglacialen Rinne nach S. bis Zarben, bogen dann abermals nach W. um und näherten sich nun in relativ breitem, heute von tiefen Torfmooren erfülltem Thale der Küste über Treptow, Zedlin und Kirchhagen, um von hier ab über

Dresow und Lüchenthin bei Kammin wieder den Bodden und das offene Wasser zu erreichen. Es ist auch nicht ganz unmöglich, dass im Anfang dieser Phase eine noch kürzere Verbindung zwischen Körlin und Treptow bestand, nämlich vermittelst einer von der Persante bis zum Kreiherbache reichenden Rinne, die quer über die Blätter Gr.-Jestin und Gützlaffshagen verläuft und von mehreren jüngeren südnördlichen Rinnen gequert wird.

Diese radicale Umgestaltung der Hydrographie des mittleren Hinterpommern war natürlich für die von S. kommenden Flüsse von grösster Bedeutung. Die erste und wichtigste Folge war, dass der Persantestausee, der so wie so durch Zuschüttung schon zum grössten Theile beseitigt war, ganz verschwand, und dass die sein Areal durchfliessende Persante in Folge der tiefen Lage der nördlich vom Stausee eisfrei gewordenen Gebiete eine mächtige Erosionskraft entfalten konnte. Sie hat sich in Folge dessen in die zwischen 55 und 65 Meter Höhe gelegenen Seeterrassen ein neues Bett eingegraben, welches 25—30 Meter tiefer liegt; bei Körlin mündete sie in den Schmelzwasserstrom ein und erreichte mit ihm bei Kammin offenes Wasser.

Der gesammte vom Persantestausee westlich gelegene Theil des Urstromthales ist natürlich mit dem Verschwinden des Sees zu einem todten Thale geworden, welches nur noch von kleinen Bächen benutzt wird. Die Rega, die in der vorigen Phase nördlich von Greifenberg ihre Selbständigkeit verlor, geht jetzt durch eine ehemals subglaciale Nordsüdrinne zwischen Beelkow und Treptow durch das Plateau in engem Thale hindurch, nachdem sie bei Beelkow die Molstow aufgenommen, und fliesst von Treptow nach Kammin als Nebenfluss des Schmelzwasserstromes. Die übrigen Flüsse bleiben unverändert.

Phase VI, Taf. XIII.

Die Rückzugsbewegung des Eises erstreckt sich nach O. bis in die Gegend zwischen Stolp und Bütow. Ob in dem östlich folgenden Theile schon in dieser Phase die grossartige Rückbewegung des Weichselgletschers sich vorbereitete, ist schwer zu sagen, weil in den Gebieten, die die Beweise dafür erbringen

könnten, noch keine Specialuntersuchungen angestellt sind. Der Eisrand schnitt während dieser Phase die heutige Ostseeküste in der Nähe des Jamunder Sees, und es wurden dadurch Gebiete eisfrei, die wesentlich tiefer lagen, als die bisherige in 110 Meter Meereshöhe liegende Abflusspforte des Rummelsburger Stausees westlich von Pollnow. Vor dem Eisrande wurde ein neues Längenthal eingegraben, welches in genau ostwestlicher Richtung von Varzin aus über Puddiger, Vogelsang, Söllnitz, Borkow, Zirchow, Zwölfhufen und Zanow zum Jamunder See verlief. Da die Abzweigungsstelle auf Blatt Varzin zwischen den Nakel- und Chomitzbergen nur in einer Meereshöhe von 75 Meter liegt, also 35 Meter tiefer als der bisherige Wasserpass, so wurde der Stausee um diesen Betrag gesenkt. Die während der vorigen Phase in ihm von N. und S. her aufgeschütteten Terrassen wurden landfest, der See dadurch wesentlich eingeengt und zugleich in zwei durch ein Flussstück von einander getrennte Einzelseen verwandelt. Die Senkung um 35 Meter beschränkt sich wahrscheinlich auf den westlicheren der beiden Seen, dessen tiefere Terrasse in 80—90 Meter Meereshöhe aufgeschüttet wird. Eine ursprünglich subglaciale Nordsüdrinne verbindet das neue Längenthal mit dem westlichen Stausee. Die Flüsse von der Wipper an nach O. bleiben Nebenflüsse des Schmelzwasserstromes und der beiden Seen; das Pollnower Thal wird bis Zeblin zu einem todten Thale; von hier ab wird es von der Radüe benutzt, die ebenso wie die Persante ihren heutigen Lauf annimmt. Die Grabow durchquert das Pollnower Thal und unter Benutzung eines ursprünglich von N. nach S. gerichteten glacialen Nebenthales, in welches sie sich bis 50 Meter tief einschneidet, kommt sie über Krangen an das neu entstandene Längenthal heran. Südlich von Rügenwalde liegt zwischen dem Eisrande und dem Längenthale ein sackförmiges, im W. durch das Eis abgeschlossenes Thal, in welchem nur mit Gletschertrübe beladenes Wasser stagnirt; es entstehen dadurch die Thalthonablagerungen von Alt-Wieck und beiderseits des Grabowmoores zwischen Alt-Wieck und Söllnitz. Weiter im W. verlegt mit dem Zurückweichen des Eises die Rega ihre Mündung von Kammin weit nach O. in den Kamper See; die heutige Mündung bei Deep

ist viel jüngerer Entstehung. Die Persante gewinnt bis zur Mündung ihren heutigen Lauf.

Phase VII, Taf. XIV.

Der folgende Rückzug hat, obwohl das Eis sich nur $1^1/_2$ bis 2 Meilen nach N. zurückgezogen hat, doch einen sehr beträchtlichen Einfluss ausgeübt, und zwar durch das Freiwerden des niedrigen Landes zwischen Alt-Wieck und Rügenwalde in der Gegend des unteren Grabowthales. Dadurch wird das frühere Thalstück Söllnitz-Zirchow-Zanow trocken gelegt und die Schmelzwasser fliessen über Altenhagen dem Buckowschen See zu. Bei Söllnitz beträgt die Senkung des neuen Thalbodens gegenüber dem früheren nicht weniger als 30 Meter. Durch diese enorme Senkung wird auch das Thalstück Varzin-Wussow-Puddiger um so leichter trocken gelegt, als weiter nördlich weit tiefer gelegene Gebiete eisfrei geworden sind. Den Haupteinfluss aber hat die Erniedrigung des Abflussniveaus auf die Stauseen ausgeübt: dieselben verschwinden vollständig, durch das Gebiet des westlichen fliesst in tief eingeschnittenem Thale der Wipperfluss, und vom N.-Rande des östlichen Stausees aus (von dem der heutige Jassener See einen letzten der Zuschüttung entgangenen Rest darstellt) hat sich ein ganz neues selbständiges Längenthal entwickelt, welches ähnlich dem Pollnower mit mehreren scharfen rechtwinkligen Knicken von Damerkow aus über Neu-Jugelow, Jammerin, Rathsdamnitz und Labuhn auf Quackenburg verläuft. Von der Mitte des Blattes Gr. Dübzow an fliesst bis Quackenburg in diesem Thale heute der Stolpefluss, während das Stück oberhalb Jugelow vollkommenes Trockenthal ist. Bei Quackenburg biegt, während das Stolpethal heute nach N. sich fortsetzt, das alte Thal nach S. um bis südlich der Kulsower Mühle und verläuft dann weiter in westlicher Richtung über Zollbrück auf Schlawe; hier setzt abermals ein scharfer Knick nach S. ein, mit welchem das Thal das vorige Längenthal erreicht. Der weitere Verlauf bis zum Buckower See ist schon oben angegeben.

Die Lupow, Stolpe, Wipper und Grabow münden als Nebenflüsse bei Kosemühl, Gr. Krien, Zollbrück und Krangen in das

Längenthal ein, während die westlicheren Flüsse ihren heutigen Lauf erlangt haben. Westlich von Schlawe bildet sich ein 6 bis 8 Kilometer von O. nach W., 3—4 Kilometer von N. nach S. sich erstreckender flacher Rückstausee, in welchem nur Gletschertrübe zum Absatze gelangt und eine ausgedehnte Decke von Thalthon erzeugt.

Phase VIII, Taf. XV.

Durch diesen Rückzug des Eisrandes, der bis in das Gebiet der Lupow sich nach O. erstreckt haben mag, wird der Verlauf des Abflussthales der Schmelzwässer nur in dem Theile beeinflusst, der westlich von Schlawe liegt. Derselbe wird von ihnen verlassen und die Grabow erlangt damit den Charakter eines selbständigen Flusses, der bei See-Buckow durch das Längenthal der vorigen Phase hindurch das offene Wasser erreicht. Die Schmelzwässer aber fliessen von Schlawe aus unter Benutzung einer ehemaligen subglacialen NS.-Rinne, die bei der genannten Stadt endigte, nach N. bis Thyn und von da in ausgesprochenem Längenthale, welches im N. von bedeutenden Höhen begrenzt, im S. aber von sehr flachem, wenig höherem Gelände umgeben wird, über Neu-Kuddezow, Kugelwitz, Rügenwalde und Böbbelin zur offenen See. Als die Schmelzwasser verschwunden waren, behielt der Wipperfluss dieses Thal bei und mündete zuerst bei dem Böbbeliner Tief; im Mittelalter wurde zur Ausnutzung des Gefälles das heutige künstliche Bett durch die Stadt Rügenwalde gegraben und zugleich dem Flusse seine heutige Mündung angewiesen. Ob dieses Ereigniss mit der Verlegung der Grabowmündung aus dem Buckower See in die untere Wipper zusammenfällt, vermag ich nicht zu sagen.

Phase IX, Taf. XVI.

Der Eisrand ist nach N. bis in die Gegend nördlich von Stolp und Stolpmünde zurückgewichen. In dieser Phase ist sicherlich der Eisrückzug auch im Weichselgebiete schon ein sehr beträchtlicher gewesen, ohne dass es mir möglich wäre, genauere Angaben über den Betrag desselben zu machen. Die Schmelzwässer fliessen bis Quackenburg südlich von Stolp in ihrem bisherigen Thale.

Anstatt aber hier nach S. abzubiegen, setzen sie längs des neuen Eisrandes ihren Weg nach N. bezw. NW. über Stolp fort und kommen bei Stolpmünde, vielleicht aber auch etwas westlicher bei Lindow an offenes Wasser. Die Wipper wird dadurch zu einem selbständigen Flusse, dessen weitere Schicksale bei Phase VIII angeführt sind.

Phase X.

Die nächste Phase der Eisrandlage ist so einfach, dass ich sie nicht in einem besonderen Bilde dargestellt habe. Der Eisrand liegt in seinen ganzen westlichen Theile zwischen der heutigen Leba und Lupow, und das Thal, in welchem letztere heute noch fliesst, dient den Schmelzwassern zum Abflusse. Bei dem Gehöfte Vogelsang an der Chaussee von Lupow nach Damerkow zweigt sich das neue Thal von dem alten ab; die Höhendifferenz beider Thalböden beträgt an dieser Stelle 10 Meter. Durch diesen Vorgang erlangt auch der Stolpefluss seine Selbständigkeit. Da nur noch eine kurze Strecke des Eisrandes ihre Schmelzwässer durch dieses Randthal entlässt, so brauchten dieselben nur wenig Raum, und dieses Randthal ist darum das engste von allen die wir bisher kennen gelernt haben.

Phase XI, Taf. XVII.

Um so auffälliger ist es, dass die folgende Phase, während deren der Eisrand nördlich von der Leba und Rheda lag, uns ein Randthal zeigt, welches an Breite mit dem ältesten pommerschen Urstromthale dreist sich messen kann. Dieses Thal besitzt aber noch eine zweite bemerkenswerthe Eigenthümlichkeit, nämlich den Mangel eines gleichsinnigen Gefälles. Das Thal beginnt an der Danziger Bucht im O. im Meeresniveau, hebt sich bis zur Wasserscheide zwischen Rheda und Leba auf 50 Meter Meereshöhe und senkt sich nach W. zum Lebasee wieder bis zum Meeresspiegel. Dabei besitzt aber das Thal auch auf der Wasserscheide einen so vollkommenen Thalcharakter, ist der Uebergang aus dem Lebagebiet in's Rhedagebiet ein so unmerklicher und die Breite des

ebenen Thalbodens eine so bedeutende (3 Kilometer), dass es ganz unmöglich ist, die Entstehung dieses Thales aus der Verschmelzung zweier Thäler durch rückschreitende Erosion zu erklären. Das Lauenburger Längenthal ist eine einheitliche Bildung und kann nur durch einen Strom erzeugt sein, der von O. kam. Dann aber muss in postglacialer Zeit eine Krustenbewegung in Form einer Faltenbewegung den früher gleichsinnig geneigten Thalboden verbogen haben und wir hätten hier ein Beispiel für eine recht bedeutende postglaciale Bewegung.

Diese Annahme gewinnt noch an Wahrscheinlichkeit, wenn man die aussergewöhnlichen Tiefenverhältnisse der östlich angrenzenden Danziger Bucht berücksichtigt, in welcher Tiefen von mehr als 100 Meter sich finden, während im Gebiete der offenen Ostsee Tiefen von 40—70 Meter die Regel bilden. Man könnte meinen, dass die Danziger Bucht einen Einbruch oder eine muldenförmige Einsenkung darstellt, der eine Aufsattelung im westlich angrenzenden Gebiete entspricht.

Die grosse Breite dieses Thales aber ist leicht zu erklären. Es ist mir nicht zweifelhaft, dass in dieser Phase auch der Weichselgletscher sich so weit nach N. zurückgezogen hatte, dass seine Schmelzwasser nicht mehr den weiten Weg über die Bromberger Pforte durch das Thorner Hauptthal und das untere Oderthal zu nehmen brauchten. Mit der Ausfurchung des Lauenburger Längenthales erhielten sie vielmehr eine um ein vielfaches kürzere Verbindung mit den offenen Wasserflächen im W. und folgten unter Trockenlegung des Bromberger Passes alsbald dem neuen Wege. Dann aber bedeutet diese letzte von mir beschriebene Phase nichts anderes, als das Selbständigwerden des gesammten Stromgebietes der heutigen Oder und den Beginn des heutigen Wasserregimes in demselben, ist also von ausschlaggebender Bedeutung für die Hydrographie des gesammten östlichen Deutschland und grosser Theile von Russland.

Phase XII.

Mit dem Zurückweichen des Eises über Rixhöft hinaus nach N. wurde auch das Lauenburger Längsthal wieder entbehrlich,

trocken gelegt und den kleinen Gewässern der Leba und Rheda überlassen, während die Weichsel schon bei ihrer damaligen Mündung an der Montauer Spitze offenes Wasser vorfand.

Die Ergebnisse der hier eingehend beschriebenen Untersuchungen über die Entwickelung der Hydrographie des Küstenlandes zwischen Oder und Weichsel habe ich in den folgenden drei Tafeln noch einmal in übersichtlicher Weise zusammengestellt, und zwar zeigt Tafel XVIII die Lage des Eisrandes während der beschriebenen XII Rückzugsphasen, Tafel XIX giebt ein Uebersichtsbild der Randthäler des Inlandeises und ihrer Zugehörigkeit zu den einzelnen Rückzugslinien, und Tafel XX endlich zeigt, in welcher Weise die heutigen Flüsse dieses Gebietes sich abwechselnd in alten Längsthälern und in subglacialen Nordsüdrinnen bewegen. Die Tafeln sprechen so für sich selbst, dass ich es nicht für nöthig halte, ihnen noch einen besonderen Commentar zu geben.

Eine Schilderung der weiteren Detailgestaltung der hinterpommerschen Küste, der Entstehung der Nehrungen und der Herausbildung der einfachen Küstenlinien östlich der Oder liegt ausserhalb des Rahmens meiner Arbeit. Nur auf einen Punkt muss ich noch eingehen, der meine dargelegte Auffassung von der Entwickelung der Hydrographie sehr stark beeinflussen würde, ich meine die von mehreren Seiten behauptete Senkung unserer Ostseeküste in postglacialer Zeit.

E. Geinitz, A. Jentzsch und G. Berendt sind im wesentlichen die Vertreter der Ansicht, dass in spätglacialer Zeit das Küstengebiet Mecklenburgs, Pommerns und Preussens höher gelegen habe, wie heute. Geinitz beziffert den Betrag dieser Senkung auf 20—30 Meter. Als Beweisgründe für diese Annahme werden angeführt das Auftreten von Süsswasserbildungen in den Flussthälern in der nächsten Nähe der Küste in einem Niveau, welches unter dem heutigen Meeresspiegel liegt, die Existenz von Erosionsthälern, deren Grund bis zu 20 Meter unter das heutige Meeresniveau herabreicht, und das Auftreten von Torfmooren im Küstengebiete und am Strande unter dem Meeresspiegel. Die letztgenannte Erscheinung, die ich ebenso wie alten Waldboden mit Wurzel-

stubben an zahlreichen Stellen unserer Küste habe beobachten können, glaube ich in durchaus einwandsfreier Art und Weise ohne die Annahme irgend welcher Verschiebung der Strandlinie erklären zu können. Auf grossen Strecken begleiten die Ostseeküste Süsswasserseen und aus solchen entstandene Torfmoore, die nur durch einen schmäleren oder breiteren Dünengürtel von ihr getrennt sind. Diese Moore besitzen im Allgemeinen eine Mächtigkeit des Torfes von 2—4 Metern und liegen mit ihrer Oberfläche $^1/_2$—1 Meter über dem Meeresspiegel. Verschiebt sich nun durch Abtragung die Küste landeinwärts, so rücken die Dünen über das Torfmoor vor und pressen dasselbe je nach ihrer Mächtigkeit auf $^1/_3$—$^1/_2$ seiner ursprünglichen Mächtigkeit zusammen, so dass die neue Oberfläche des Torfes unter das Meeresniveau zu liegen kommt. Erreicht schliesslich der Strand das verschüttete Torfmoor, so wird dasselbe im Niveau des Meeresspiegels oder ein wenig unter demselben zum Vorschein kommen. Dass es sich hier nicht um eine Senkung handelt, am wenigstens um eine solche in dem von Jentzsch und Geinitz gemuthmaassten Umfange, geht auch aus zwei anderen Umständen hervor. Einmal kann man den Zusammenhang des am Strande in oder unter dem Niveau des Meeresspiegels ausstreichenden Torfmoores mit dem landeinwärts hinter der Düne folgenden offenen Moore an manchen Stellen unter dem Dünenstreifen hindurch verfolgen. Ich habe solche Beobachtungen auf Blatt Saleske, Rügenwalde und Langenhagen anstellen können. Sodann aber findet man überall, wo Torfschollen vom Meere ausgeworfen werden, den Ausstrich des Torflagers im Strandniveau oder unmittelbar unter demselben, nicht aber in grösseren Tiefen, wie sie die angenommene Senkung voraussetzen würde.

Bedeutend gewichtiger scheint der zweite Einwand zu sein, dass nämlich bei den heutigen Verhältnissen die Entstehung von Thälern, deren Boden bis 20 Meter unter den Meeresspiegel reicht, ausgeschlossen sei. Das ist vollkommen richtig, aber zur Zeit der Erosion dieser Thäler herrschten sicherlich ganz andere Verhältnisse wie heute. Deswegen ist es durchaus noch nicht nöthig, anzunehmen, dass das Land 20 Meter höher gelegen habe. Als diese

Thäler ausgefurcht wurden, um die es sich hier handelt (Pregel, Warnow), war das gesammte Ostseebecken vom Eise erfüllt, und die Erosion dieser Thäler ging zum guten Theile subglacial vor sich; es war kein einheitlicher Wasserspiegel vorhanden, der der Erosion nach unten Schranken gezogen hätte, ja die Erosion erfolgte in einer breiten Randzone des Inlandeises unzweifelhaft durch Ströme, die entgegen der Neigung des Terrains sich bewegten und dies deshalb konnten, weil sie in geschlossenen Kanälen wie in communicirenden Röhren unter einem beträchtlichen Ueberdrucke flossen, der durch die alle Spalten und Oeffnungen erfüllenden Schmelzwasser in der Eismasse selbst hervorgerufen wurde. Die von solchen Gewässern erzeugten subglacialen Thäler können also jede beliebige Tiefe unter dem heutigen Meeresspiegel erlangen. Weicht dann das Eis zurück, werden solche Thäler von ihm frei, so füllen sie sich zunächst mit Schmelzwasser; nimmt dann salziges Meerwasser von den eisfrei gewordenen tief gelegenen Flächen Besitz, so braucht dasselbe durchaus nicht immer in die angrenzenden tiefen, fjordartigen Buchten der subglacialen Thäler einzudringen, nämlich dann nicht, wenn durch sie ein hinreichend starker Fluss in's Meer einmündet. Derselbe wird die Bucht oder das Thal dauernd gefüllt erhalten und das Eindringen des Salzwassers verhüten, und die Ausfüllung wird ausschliesslich durch Süsswassersedimente und organische Lebewesen des gleichen Mediums erfolgen. So war der Hergang bei dem Warnow- und Pregelthale. Wird aber das tief ausgefurchte Thal in postglacialer Zeit von keinem Flusse, sondern nur von einem kleinen Gewässer oder gar nicht benutzt, so vermag das salzige Wasser einzudringen und wir werden dann marine Fauna antreffen. Das ist beispielsweise im pommersch-mecklenburgischen Grenzthale der Fall, wo neben dem Damme der Stralsund-Rostocker Bahn marine Schichten mit zahllosen Cardien unter dem Torfe anstehen.

Aber ganz abgesehen davon, dass die Thatsachen, welche als Beweise für eine postglaciale Senkung der deutschen Ostseeküste um 20—30 Meter angeführt werden, sich auch auf andere Weise ungezwungen erklären lassen, ist ein weiterer Grund für die Ablehnung einer solchen Annahme für mich der, dass eine

solche Bewegung, die doch erst nach vollständig abgeschlossener Entwickelung der Hydrographie dieses Gebietes eingetreten sein könnte, an zahlreichen Stellen den Verlauf nicht nur der alten Urstromthäler, sondern auch der heutigen Flüsse beinflusst haben müsste. Das ist aber in keiner Weise der Fall, nirgends in Hinterpommern, mit Ausnahme des Lebathales, zeigen die Terrassen der Stromthäler eine Verbiegung, nirgends stellt in ihnen ein Gefälle sich ein, welches der ostwestlichen Richtung entgegengerichtet wäre und nirgends zeigen sich bei den heutigen Flüssen Erscheinungen, die auf eine Erniedrigung des Erosionsniveaus um 20—30 Meter schliessen lassen. Damit aber ist für mich eine allgemeine postglaciale Senkung, wenigstens für die hinterpommersche Küste, so lange unannehmbar, als nicht andere und zwingendere Beweise beigebracht werden.

Nachschrift: Während des Druckes dieser Arbeit ist es mir gelungen, noch an zwei weiteren Stellen durch das Auffinden von Endmoränen und mit ihnen genetisch zusammengehörenden Erscheinungen eine Bestätigung für die Richtigkeit meiner Auffassung bezüglich des Zusammenhanges von Eisrandlagen und Hauptlängenthälern zu gewinnen. Der erste dieser Punkte liegt auf der östlichen Fortsetzung des Niederen Fläming, zwischen Cottbus und Spremberg, also auf dem Höhenrücken, der das südlichste Urstromthal (das Breslau-Hannoversche Thal Berendt's) von dem nächsten nach N. folgenden, dem Glogau- Baruther, trennt. Nur wenige Kilometer vom N.-Rande dieses Plateaus entfernt beobachtete ich im südlichen Theile der Cottbuser Stadtforst ein ausgedehntes, bis zu 1 Kilometer Breite erlangendes Gebiet intensiver Geschiebebeschüttung, in welchem durch Dampfpflugcultur sehr zahlreiche grosse Blöcke aus dem Geschiebesand, der den grössten Theil dieser Forst oberflächlich zusammensetzt, an die Oberfläche geschafft waren. Dieses Beschüttungsgebiet, welches mit demjenigen im südlichen Posen zwischen Lissa und Ostrowo eine ausserordentliche Aehnlichkeit besitzt, steht weiter nach O. mit Hügeln in Verbindung, welche durch die stark gestörten Lagerungsverhältnisse in ihrem Kern an

Staumoränen und Durchragungszüge erinnern. In diesem Theile des Fläming scheint das Inlandeis auf zwei etwa 2 deutsche Meilen von einander entfernten Linien einen längeren Aufenthalt gehabt zu haben, denn ich konnte in dem Gebiet zwischen Drebkau und Spremberg am N.-Rande der dort beginnenden bedeutenderen Erhebung ebenfalls eine ausserordentliche Anreicherung von grossen Geschieben beobachten, die auf einen längeren Stillstand des Eises an dieser Stelle hinweisen.

Der zweite Punkt, an dem ich echte Geschiebepackungen beobachten konnte, liegt in dem Grünberger Höhenzuge, also nördlich von der Stelle, wo sich das Glogau-Baruther Thal bei Neusalz vom heutigen Oderthal nach W. hin abzweigt. Ueber den Grünberger Höhenzug besitzen wir eine Arbeit von JAEKEL, die im 39. Bande der Zeitschr. der deutsch. Geol. Gesellschaft veröffentlicht ist. Der genannte Autor hat die ausserordentlich gestörten Lagerungsverhältnisse des Tertiärs amRande des Grünberger Höhenzuges auf den Druck eines von N., beziehungsweise NO. herkommenden Inlandeises zurückgeführt, eine Auffassung, in der ich vollkommen mit ihm übereinstimme, und er spricht in der genannten Arbeit seine Ueberzeugung von dem Moränen- oder Geschiebestreifencharakter des gesammten Grünberger Höhenzuges klar und deutlich aus; dagegen fehlen in dieser Arbeit Angaben über das Auftreten echter, als Endmoränen gedeuteter Geschiebepackungen. Solche habe ich nun bei einem kurzen Besuche der Umgegend von Grünberg an 2 Stellen auffinden können. Der erste dieser Punkte liegt 3 Kilometer westlich von der Stadt Grünberg in der Holzmann'schen Ziegeleigrube an der nördlichen Abdachung des mehrfach zu mehr als 200 Meter Meereshöhe sich erhebenden Grünberger Rückens. Steil aufgerichtete und miteinander verknetete tertiäre Thone mit Braunkohlenschmitzen werden in einer erst neuerdings angelegten Grube stellenweise direct, an anderen Stellen unter Einschaltung eines 1 Meter mächtigen Lagers von groben diluvialen Granden von 1—$1\frac{1}{2}$ Meter mächtigen Blockpackungen überlagert, die ebenso typische Endmoränen darstellen wie beispielsweise auf dem Baltischen Höhenrücken. Die Packung besteht aus nordischen Geschieben, unter welchen zahlreiche grosse

Blöcke sich finden. Daneben aber kommen auch die in den tertiären Thonen stellenweise ausserordentlich angereicherten Thoneisensteinnieren in solcher Massenhaftigkeit vor, dass es zur Bildung einer echten Localmoräne kommt. Der zweite Punkt liegt etwas weiter westlich bei dem Dorfe Wittgenau, einige 100 Meter nördlich von der Chaussee nach Grünberg. Hier wird eine Geschiebepackung im Oberen Sand zur Steingewinnung oberflächlich ausgebeutet. Die geringe, kaum 1 Meter betragende Tiefe des Aufschlusses gestattet keine Bestimmung der Mächtigkeit der hier auftretenden Steinpackung. Die hier auftretenden Endmoränen gehören nach meiner Auffassung zu demselben Zuge, wie diejenigen der südlichen Provinz Posen und wurden während derjenigen Stillstandslage des Inlandeises erzeugt, während deren die Schmelzwasser durch das Glogau-Baruther Thal ihren Abfluss nach W. nahmen.

Wie schwer übrigens in vielen Fällen die genaue Linie des Eisrandes in manchen Gebieten fest zu stellen ist, ergiebt sich z. B. daraus, dass es in der in Specialaufnahme vorliegenden Umgebung der Stadt Posen, wie Maass in seinem jüngsten Aufsatz in diesem Jahrbuche gezeigt hat, nicht möglich ist, diese Eisrandlinie mit voller Sicherheit zu ziehen. Ich habe dieser Unsicherheit in meiner vor dem Erscheinen der Maass'schen Arbeit bereits in den Verhandlungen der Gesellschaft für Erdkunde gedruckten und in diesem Aufsatze in Tafel VII z. Th. abgedruckten Karte dadurch Rechnung getragen, dass ich für das betreffende Gebiet die Lage des Eisrandes mit einer punktirten Linie angegeben habe, womit ich hinreichend angedeutet zu haben glaube, dass einer Verlegung dieser Linie nach N. oder S. kein Hinderniss im Wege steht. Dass eine solche Stillstandslinie in diesem Gebiet vorhanden sein muss, wird durch die im O. bei Wreschen, im W. bei Birnbaum und Betsche auftretende Endmoräne und die Anfänge mehrerer grosser Sandr bewiesen.

Ueber Kreidefossilien von der Insel Sachalin.

Von Herrn **R. Michael** in Berlin.

(Hierzu Tafel V u. VI.)

Ein alter Schüler der Berliner Bergakademie, der Berg- und Hütteningenieur Herr FRIEDRICH KLEYE, welcher sich im vorigen Sommer längere Zeit auf der Insel Sachalin [1]) zur Untersuchung der dortigen Naphta-Vorkommnisse aufhielt, hat in dankenswerther Weise seiner alten Hochschule gedacht und derselben eine grössere Anzahl von selbst gesammelten Kreidepetrefacten zugehen lassen. Dieselben wurden von Herrn Geheimrath HAUCHECORNE dem geologischen Landesmuseum gütigst überwiesen und von Herrn Professor BEYSCHLAG mir zur Bearbeitung freundlichst überlassen.

Der Fundpunkt der Versteinerungen liegt an der Westküste der Insel, an dem Cap Jonquière, etwa 2 Meilen nördlich von dem Ausgangspunkt der Steinkohlenindustrie auf Sachalin, dem russischen 1857 angelegten Kohlenposten Dui, eine halbe Werst südlich von Alexandrowsk, in der Nähe der in letzter Zeit mehr-

[1]) Ueber die Insel Sachalin vergl. von neuerer Litteratur:
Tijdschr. K. Nederlandsch Aardrijkskundig Genootschap. Amsterdam 1892, S. 737. Entdeckungsgeschichte der Insel.
F. IMMANUEL, Die Insel Sachalin; mit Karte. Mittheilungen aus PERTHES geogr. Anstalt Bd. 40, 1894, mit Karte.
The island of Saghalin, Scottish Geogr. MAG. Edinburgh 1894, 10, S. 640—645.

fach genannten Kohlengruben von Wladimirsk[1]). Der Ausläufer dieses Vorgebirges heisst: Die 3 Brüder oder 3 Felsen. Herr Kleye hat die Fossilien etwa 100 Schritt nördlich vom Eingang des durch das Cap getriebenen Tunnels aus steil aufgerichteten Schichten gesammelt.

Das Auftreten von Schichten der Kreideformation auf Sachalin ist bereits seit einer Reihe von Jahren durch F. v. Schmidt in Petersburg bekannt geworden, der z. Th. in Gemeinschaft seines Reisegefährten Herrn von Glehn Anfang der 60er Jahre die Insel zuerst genauer untersuchte, das Auftreten von Kreideschichten an verschiedenen Punkten der Insel feststellte und von einem derselben, dem Cap Dui, aus aschgrauen Kalkmergeln, wie er sie nannte, eine wenig artenreiche, dafür um so charakteristischere Fauna beschrieb[2]).

Der Fundpunkt der von Herrn Fr. Kleye gesammelten Versteinerungen (am Cap Jonquière) ist nun mit dem von F. v. Schmidt ausgebeuteten am Cap Dui ident, wie Herr Kleye mir freundlichst auf meine Anfrage hin mittheilte. Da das Cap Jonquière in der unmittelbaren Nähe des alten Gliäken-Dorfes Dui liegt, während der russische Kohlenposten gleichen Namens 12 Werst nach S. entfernt ist, sind in den älteren Reiseberichten mehrfach Verwechselungen beider Oertlichkeiten vorgekommen und das Vorgebirge Jonquière ist fälschlich als Dui bezeichnet worden. Nach

---

[1]) Ueber die Kohlen von Sachalin, vergl. u. A. Berg- und Hüttenmännische Zeitung 1853, S. 115. Zeitschrift für praktische Geologie 1893, S. 130; 1894, S. 263.

Ueber Naphta:

Batzewitsch, P., Les gisements de naphta a Sakhaline, Journ. d. Mines 1890, III.

Masslennikow, Die Naphtaquellen auf Sachalin, Jahrbücher der Gesellschaft zur Erforschung des Amurgebietes. Wladiwostow 1894.

[2]) v. Baer und Helmersen, Beiträge zur Kenntniss des russischen Reiches, Bd. XXV. St. Petersburg 1868, S. 206 ff. und S. 243 ff. mit geologischer Karte der Insel.

Petermann's Mittheilungen 1870, S. 386.

Fr. Schmidt, Ueber die Petrefacten der Kreideformation von der Insel Sachalin. Mémoires de l'Académie impériale des Sciences de St. Pétersbourg. VII. Série. Bd. XIX, No. 3. 1873.

Herrn KLEYE's Ansicht ist übrigens die Schreibweise Dui falsch, und durch Dué zu ersetzen.

Als Matrix der Versteinerungen erwähnt F. v. SCHMIDT in erster Linie, wie bereits genannt, aschgraue Kalkmergel, doch bemerkt er selbst[1]), dass die die jüngeren Kohlen begleitenden Schichten in ihrer petrographischen Zusammensetzung sehr wechseln. JIMBO[2]) hebt hervor, dass die Versteinerungen von Cap Dui aus Sandstein stammen; auch die wenigen Stücke, die das Museum für Naturkunde von gleichem Orte aus der Sammlung des Herrn v. DITTMAR besitzt, und die ich durch freundliche Vermittelung von Herrn BÖHM einsehen konnte, stimmen bezüglich der Gesteinsbeschaffenheit vollständig mit den von Herrn KLEYE gesammelten überein: Es ist ein stark glaukonitischer, etwas thoniger, mehr oder minder kalkreicher Sandstein. Die Versteinerungen sind theilweise dunkel gefärbt. Ebenso wenig zeigt das Gestein der mir von F. v. SCHMIDT auf meine Bitte zum Vergleich gütigst übersandten Stücke irgend welche Verschiedenheiten, als dass es in weniger verwittertem Zustande etwas kalkreicher ist.

Die Ammoniten, welche v. SCHMIDT aus der Sachaliner Kreide anführt, gehören meist zur Gattung *Pachydiscus*; unter den von Herrn FR. KLEYE eingesandten Stücken befindet sich eine Form, welche mit: *Pachydiscus Denissonianus* STOL. aus der südindischen Kreide zu vergleichen ist. JIMBO führt in seiner Arbeit (l. c. S. 37) einen neuen *Lytoceras* von Dui auf Sachalin an, der dem *Lytoceras denseplicatum* nahe steht. v. SCHMIDT beschreibt ferner als besonders eigenthümlich für die Sachaliner Kreide das Auftreten von grossen »Patellen«, die er zu einer Art vereinigte und *Helcion giganteus* nannte.

Das mir aus der Sammlung des Herrn KLEYE vorliegende Material erlaubt mir kein Urtheil über die Zugehörigkeit dieser eigenthümlichen Formen, die von COSSMANN und Anderen jetzt zu den Siphonariiden gestellt werden; auch v. SCHMIDT selbst ist einer freundlichen brieflichen Mittheilung zu Folge neuerdings

[1]) loc. cit. S. 5.

[2]) KOTORA JIMBO, Beiträge zur Kenntniss der Fauna der Kreideformation von Hokkaidō. DAMES und KAYSER, Pal.-Abhdl., Neue Folge. Bd. VI, Heft III. Jena 1894, S. 149 ff.

mehr geneigt, die Form für eine Auster zu halten und dieselbe mit *Ostrea syphax* Coquand[1]) zu vergleichen. Dieser Ansicht mich anzuschliessen, bin ich nicht in der Lage; auch ein vollständig und gut erhaltenes Exemplar aus dem Besitz des Königl. Museums für Naturkunde in Berlin, welches mir Herr Böhm freundlichst zeigte, lässt eine Deutung als Auster vollkommen ausgeschlossen erscheinen; es wird allerdings noch der Beibringung eines weiteren und vollständigeren Materiales bedürfen, ehe die generische Stellung dieser eigenthümlichen Formen sicher festgestellt werden kann.

Bei weitem vor allen übrigen Formen vorherrschend sind unter den Sachaliner Versteinerungen die Inoceramen, deren Schalen oft dicht gehäuft das Gestein als wahres Inoceramen-Conglomerat erscheinen lassen. Die Dicke der Faserschicht ist oft eine ganz beträchtliche und erreicht nach v. Schmidt Finger-Stärke; unter den mir vorliegenden Stücken sind solche von 8—11 Millimeter häufig.

Bis »fussgrosse« Exemplare sind nach v. Schmidt beobachtet; die grössten der mir zugegangenen Schalen erreichen 21 und 22 Centimeter Durchmesser; doch lassen andere Bruchstücke von unteren Theilen der Schalen auf Grössen schliessen, die 1 Fuss wesentlich übersteigen. Die Schalen finden sich fast nur einzeln; doch gleichen beide einander durchaus; Steinkerne sowie Exemplare mit erhaltener prismatischer Faserschicht sind gleich häufig.

Die einzelnen Formen variiren nach v. Schmidt in grossem Stile (l. c. S. 26), »wir befinden uns auf Sachalin in einem wahren Centrum von radial und concentrisch zugleich gerippten Formen, die aber, nach den vielen Uebergängen zu urtheilen, sämmtlich zu einer Art vereinigt werden können.« Die Diagnose derselben ist nach v. Schmidt (l. c., S. 26 und 27) folgende:

»Scheitelwinkel im Mittel 75^0; die Wirbel vorn gelegen mit stumpfer Spitze; die Schalen schief eiförmig oder rhombisch bis fast rechteckig, mehr oder weniger gewölbt, beide gleich. Die Vorderseite gerade verlaufend, gerundet oder steil abfallend, die

[1]) M. H. Coquand, Géologie et Paléontologie de la Province de Constantine. Mém. de la Soc. d'Émul. de la Provence. Paris 1862. Bd. XX, S. 1—4.

Unter- und Hinterseite in weit ausgezogenem Bogen meist unmerklich in einander verlaufend. Die Oberfläche mit auf der Aussenseite der Schale regelmässigen, gerundeten, auf dem Steinkern ungleichen, schärferen concentrischen Rippen bedeckt, deren Scheitel stark nach hinten gezogen erscheint — und mit breiten wellenförmigen Radialfalten, die in geringerer oder grösserer Entfernung von der Spitze beginnend, von der Diagonallinie der Schale aus fiederförmig nach beiden Seiten ausstrahlen.«

Ich habe dieser eingehenden Diagnose v. Schmidt's nichts Wesentliches hinzuzufügen, als vielleicht die Thatsache, dass die concentrische Berippung die radiale überwiegt, ebenso wenig seinen ausführlichen Beschreibungen im Einzelnen; ich kann daher bezüglich aller Details unter gleichzeitigem Hinweis auf die in den beiden Tafeln gegebenen Abbildungen auf v. Schmidt's Arbeit verweisen. Meine Formen stimmen mit den von F. v. Schmidt beschriebenen und leider nicht immer deutlich abgebildeten Exemplaren durchaus überein, wie ich mich auch durch einen Vergleich mit einem grösseren Theil der Originale habe überzeugen können. Worin ich aber v. Schmidt nicht folgen kann, ist die Identificirung der Art selbst, unter der die zahlreichen variirenden Formen vereinigt werden. Als von der Mehrzahl etwas abweichend, hebt v. Schmidt (l. c. S. 31) unter denselben hervor eine Var. *decussata*, bei der die vorderen und hinteren Rippen sich kreuzen, eine Var. *irregulari-costata* mit unregelmässig gewundenen Radialrippen ohne deutliche fiederförmige Anordnung und eine Var. *abrupte-costata* mit steilem Vorderrand und deutlicher Falte auf dem Steinkern, an der die hohen Rippen plötzlich steil abbrechen, sowie mit flachgewölbten, aufwärts gebogenen Radialrippen auf dem Schlossflügel. Ich bin unter Berücksichtigung des zur Zeit vorhandenen Materiales nicht der Ansicht, dass diese Verschiedenheit die Abtrennung besonderer Arten werde rechtfertigen können [1]) und kann auch Schlüter [2]) nicht

---

[1]) Eine Ausnahme scheint nur das Taf. VI, Fig. 2 abgebildete Exemplar zu machen, bei dem vom Wirbel ansetzend radiale Falten im oberen Theile der Schale entschieden vorherrschen, während die allerdings da auch vorhandenen concentrischen Rippen erst im unteren Theile schärfer hervortreten, aber immer-

Recht geben, welcher unter den Formen v. SCHMIDT's auch Angehörige anderer Inoceramen-Gruppen (*I. latus*, *lingua* und *Cripsii*) sehen will; diese von SCHMIDT, l. c., Tab. VII, Fig. 5, 6, 8, 9, 10 abgebildeten Stücke sind nur Bruchstücke der obersten Schalentheile, die in diesem Jugendstadium auch bei sonst gleicher Form und Oberflächenbeschaffenheit der übrigen Schale ganz ungewöhnlich verschiedenartig gebildet sind, wie mehrere Exemplare beweisen (vergl. Taf. VI, Fig. 1, 3, 4). Der Beginn der Radialrippen ist durchaus nicht regelmässig; bald erfolgt er dicht unter der Spitze (Taf. VI, Fig. 1), bald wesentlich bis 10 Centimeter tiefer (Taf. V, Fig. 1), dazwischen aber sind alle Uebergänge vorhanden. Erklärlich ist es daher, dass solche Jugendtheile bei ihrer grossen Variabilität den Eindruck erwecken können, als ob sie verschiedenen Arten angehören.

Zur Zeit besteht daher die Ansicht v. SCHMIDT's, welcher in allen Formen nur die Vertreter einer einzigen Art sieht, noch vollkommen zu Recht; ebenso bin ich ganz damit einverstanden, dass v. SCHMIDT mit seiner Art auch den *Inoceramus diversus* STOL. aus der südindischen Kreide[1]) vereinigt; bezüglich des *Inoceramus undulato-plicatus* F. ROEMER's aus der Kreide von Texas[2]) kann ich ihm dagegen darin nicht beipflichten. Wenn SCHLÜTER[3]) die Zusammengehörigkeit dieser letzteren texanischen Form mit *Inoceramus digitatus* bezweifelt, so hat er darin sicher Recht für die Formen des Emscher Mergels. Es wird aber andrerseits auch gerade dadurch die Richtigkeit meiner Ansicht bewiesen, nämlich, dass die Sachaliner Art nicht zu *Inoceramus*

---

hin schwächer entwickelt sind als bei den übrigen Stücken. Doch bin ich nicht der Ansicht, dass diese Verschiedenheiten allein zur Abtrennung einer neuen Art genügen können.

[2]) SCHLÜTER, Zur Gattung *Inoceramus*, Palaeontographica Bd. 24, 1876—1877, S. 269.

[1]) Memoirs of the Geological Survey of India. Palaeontologia Indica. Cretaceous Fauna of Southern India. Vol. III, Ser. VI. The Pelecypoda by FERD. STOLICZKA, Calcutta 1870, S. 407, Tab. 27, Fig. 6.

[2]) F. ROEMER, Die Kreidebildungen von Texas und ihre organischen Einschlüsse. Bonn 1852, S. 59, Tab. 7, Fig. 1.

[3]) loc. cit. S. 268.

digitatus gestellt werden kann. Der *Inoceramus undulato-plicatus* Schlüter's aus dem Emscher Mergel (l. c. S. 270, Taf. XXXVIII, Fig. 1), stimmt nämlich genau mit den Sachaliner Inoceramen überein, unterscheidet sich aber sowohl von *Inoceramus digitatus* aus dem Emscher Mergel (cfr. Schlüter, l. c. S. 270) als von dem von Roemer, l. c. Tab. VII abgebildeten Exemplare von *I. undulato-plicatus* aus der texanischen Kreide, die zur Aufstellung der Art Veranlassung gegeben hat.

Dieser eigentliche *Inoceramus undulato-plicatus* besitzt nämlich eine gleichmässige Entwickelung der Berippung beider Schalen; wirkliche concentrische Rippen sind nicht vorhanden, auch F. Roemer spricht ausdrücklich nur von concentrischen Anwachsstreifen, die in dem weitaus grössten Theile der oberen Schale ganz dicht gedrängt und regelmässig verlaufen und nur nahe den Rändern der Klappe einige flachgerundete Wülste zeigen. Dass die Rippen obsolet werden, ehe sie den Rand der Klappe erreichen (Schlüter, l. c. S. 270), scheint mir aus der von F. Roemer gegebenen Abbildung nicht hervor zu gehen.

Auch *Inoceramus Naumanni* Yokohama [1]) ist nach Jimbo (l. c. S. 44) nur die Jugendform oder ein unvollständiges Exemplar der Sachaliner Art, wie deren mehrere durch v. Schmidt abgebildet worden sind.

Inoceramus digitatus ist von Sowerby [2]) 1829 auf ein unzulängliches den zusammenliegenden Fingern einer Hand gleichendes im Diluvium aufgefundenes Bruchstück aufgestellt worden; erst von Schlüter (l. c. S. 67) wurde die Art nach Funden im Emscher Mergel näher beschrieben und begründet, sodass erst die Schlüter'schen Angaben als maassgebende Grundlage für die Beurtheilung dieser Art zu gelten haben [3]).

---

[1]) Matajiro Yokohama, Versteinerungen aus der japanischen Kreide, Palaeontographica Bd. XXXVI, S. 174, Taf. XVIII, Fig. 3, 4 a, b. 5.

[2]) Sowerby, Mineral.-Conchol. VI, S. 215, Tab. 604, Fig. 2.

[3]) Es war mir leider nicht vergönnt, das Schlüter'sche Original (früher in seiner Sammlung befindlich) oder eines der von ihm insbesondere auf Zeche Hansemann bei Mengede unweit Dortmund gefundenen Exemplare vergleichen zu können. Meiner Bitte um Uebersendung eines der ausgestellten oder sonstigen typischen Exemplare, die früher in der Sammlung des Bonner palaeontologischen

Die Beschreibung lautet (l. c. S. 267): »Schale sehr gross, flach, rectangulär, erheblich länger als breit, Hinterseite ziemlich geradlinig, Vorderseite in sanftem Bogen verlaufend; Wirbel nicht vorstehend, ganz vorn gelegen; Schlosslinie mit dem Vorderrande ziemlich genau einen rechten Winkel bildend und schräg gegen die Mittellinie der Klappe gestellt — vielleicht von einer Länge, welche der hinteren Hälfte der Klappe ziemlich gleich kommt. Die Schale vielfach gefaltet, und zwar so, dass die gebildeten Rippen von einer Mittellinie aus zu beiden Seiten, allmählich sich verstärkend, wobei sie durch gleich breite Intervalle getrennt sind, ausstrahlen. — Einzelne Exemplare zeigen im jüngsten Alter auch oder nur concentrische Rippen. Auf der vorderen Hälfte sind die Rippen zahlreicher, zugleich weniger kräftig und verlaufen in einem nach vorn und nach unten gerichteten, leichten Bogen. Die Rippen der Hinterseite schwellen sehr rasch zu bedeutender Stärke an, wobei einzelne zwischenliegende Rippen obsolet werden und dann der verstärkte Theil sich soweit nach aufwärts hebt, dass er — abgesehen von den, dem Unterrande zunächst gelegenen Rippen — mit der Achse der Klappe einen rechten Winkel bildet.«

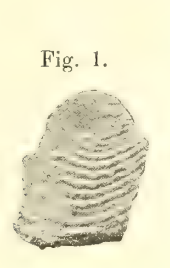
Ich habe auch die Schlüter'sche Diagnose wörtlich angeführt, um auf die einzelnen Verschiedenheiten nicht näher eingehen zu brauchen.

Es fehlt also dem echten *Inoceramus digitatus*, von den vereinzelten Fällen bei einigen jugendlichen Formen abgesehen, eine eigentliche concentrische Berippung; letztere ist aber bei der Sachaliner Form die Hauptsache; es giebt Exemplare, wo dieselbe durchaus zunächst die ganze Schale beherrscht und wo nur Andeutungen einer radialen Faltung als geringe Anschwellungen oder Knoten erscheinen (siehe die beiden Textfiguren 1 und 2 und Taf. VI, Fig. 3 u. 4); sie verschwindet auch da nicht, wo

Museums waren, konnte nicht entsprochen werden, da jetzt nur — einer freundlichen Mittheilung des Herrn Professor Schlüter zufolge — ein einziges etwa 50 Centimeter grosses Stück vorhanden ist, welches seiner Schwere und der mürben Beschaffenheit des Gesteines wegen nicht zur Versendung geeignet war. Dagegen bin ich Herrn G. Müller zu Danke verpflichtet, der mir bei der Erlangung anderweitiger Exemplare in liebenswürdiger Weise behülflich war.

eine kräftige radiale Berippung ansetzt, sondern wird an diesen Stellen erst recht deutlich und hält bis zum äussersten Umfang

Fig. 1.



$^1/_2$ natürl. Grösse.

Fig. 2.



$^1/_2$ natürl. Grösse.

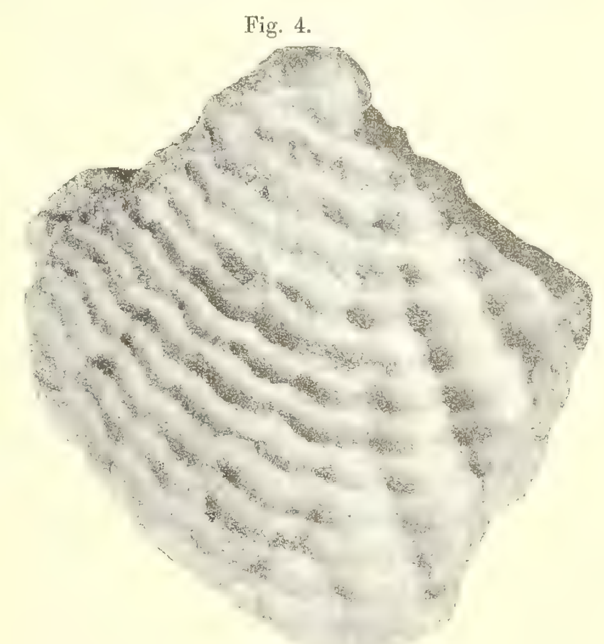
der Schale an, wo eher die radialen Falten obsolet werden können (vergl. Taf. V, Fig. 1). Die an den Kreuzungsstellen von radialen und concentrischen Rippen gebildeten, namentlich auf Steinkernen scharf hervortretende Knoten und die in der so durch je zwei Rippen-Paare gebildeten Vertiefungen verleihen der Schale ein

Fig. 3.



Modellirwachs-Abguss eines Abdruckes mit Schale. $^1/_2$ natürl. Grösse.

Fig. 4.



Steinkern in $^1/_2$ natürl. Grösse.

ganz eigenartiges, von allen bekannten Formen verschiedenes Aussehen (vergl. Fig. 3 u. 4).

Anwachsstreifen, wie solche auch auf einzelnen mir vorliegenden, im Uebrigen zu *Inoceramus digitatus* gehörigen Formen von Zeche Victor bei Rausel zu sehen sind, sind bei der Sachaliner Art überdies sowohl auf den meisten gerundeten concentrischen Rippen, als in den Thälern zwischen den einzelnen Rippen wahrzunehmen (vergl. Taf. VI, Fig. 5 und Textfigur 2).

Ferner ist bei der Sachaliner Art die Zahl der Radial-Falten auf der Hinterseite sowohl, namentlich aber auf der Vorderseite viel geringer als bei *Inoceramus digitatus.*

Die Sachaliner Inoceramen gehören also einem neuen Typus von Formen an, die trotz einiger verwandtschaftlicher Beziehungen zu *Inoceramus digitatus*, *cardissoides*, *subcardissoides*, *undulato-plicatus* etc. diesen als selbstständige Art gleichberechtigt zur Seite zu stellen sind, und ich glaube, dass es durch die grossen Verdienste von F. v. Schmidt um die Erforschung der Sachaliner Kreideformation berechtigt ist, wenn dieser neue *Inoceramus*, wie ich vorschlage, in Zukunft

Inoceramus Schmidti

genannt wird.

Zu demselben gehören also die Sachaliner Formen, die gleichartigen der südindischen und japanischen Kreide, ebenso noch aus dem Emscher Mergel Deutschlands die von Schlüter als *Inoceramus undulato-plicatus* bezeichneten Arten (also nicht der *undulato-plicatus* Roemer's). Ferner ein *Inoceramus* aus dem Emscher Mergel des Sudmerberges bei Goslar, im Besitz des Provinzial-Museums zu Hannover, von dem mir durch Herrn G. Müller's Vermittelung eine Photographie zugegangen war.

Ich will mich noch mit wenigen Worten über die Alterstellung der Sachaliner Kreideformation äussern, über die das Vorkommen von *Inoceramus Schmidti* jetzt ein hinlänglich sicheres Urtheil erlaubt.

Dass die Sachaliner Kohlen cretaceischen, womöglich noch jüngeren Alters sind, ist bereits bekannt; bezüglich des Alters der Kreideschichten selbst ist v. Schmidt im Zweifel (l. c. S. 8). Die

nächsten Beziehungen sucht er in den Ablagerungen der südindischen Kreide; auch dort weist ein Theil der Petrefacten, wie nach v. Schmidt's Auffassung die Sachaliner Ammoniten es thun, auf Gault hin, während die übrigen für eine Parallelisirung mit höheren Kreideschichten sprechen. Er betont ausdrücklich, dass bei den Sachaliner Versteinerungen die Beziehungen zum Gault stärker sind als bei den Indischen und kommt zu dem Schlusse, die Sachaliner Schichten als Cenoman anzusprechen. Auch Yokohama (l. c. S. 171) schliesst sich diesem Urtheil für Sachalin und ebenso für die Kreide von Ezo insofern an, als dieselbe seiner Ansicht nach nur mit dem untersten Gliede der Indischen Kreideformation verglichen werden könne und der allgemeine Eindruck gleichfalls für Gault spräche. Dasselbe thut Jimbo für die japanische Kreide von Hokkaidō, doch ist es an sich unmöglich, trotz der eingehenden und sorgsamen Beschreibung des Verfassers, aus seinen Petrefactenlisten irgend welche sicheren Schlüsse zu ziehen, da hier nicht allein, wie Jimbo glauben will, eine Mischfauna vorliegt, sondern eher wohl Material aus verschiedenen, nun kaum mehr unterscheidbaren Horizonten von ihm bearbeitet werden musste. Sicherlich sind auch unter diesen, wie Böhm [1]) bereits für die Formen des *Ammonites pedernalis* hervorgehoben hat, jüngere Schichten zu vermuthen.

Inoceramus Schmidti ist Leitfossil nicht nur für die Schichten am Cap Jonquière, sondern da er jetzt auch (nach freundlicher Mittheilung v. Schmidt's) von den verschiedensten Stellen der Insel bekannt ist, für die Sachaliner Kreide überhaupt, ebenso für die Fundpunkte der japanischen Kreide, wo derselbe vorkommt.

Er gehört einer eigenthümlichen, bemerkenswerthen Gruppe von Formen an, die trotz einer über die ganze Erde gehenden, wenn auch sporadischen Verbreitung, auf einen engen geologischen Horizont, nämlich den des Emscher Mergels beschränkt sind. Mit der Feststellung dieses Horizontes ist eine sichere Grundlage für die weitere Altersbestimmung gewonnen.

[1]) J. Böhm, Ueber *Ammonites pedernalis* v. Buch, Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. 1898, S. 200.

Dass man nunmehr also die Sachaliner Kreide als dem Emscher Mergel homotax, als Untersenon aufzufassen hat, steht durchaus nicht im Widerspruch sowohl mit der übrigen Fauna Sachalins selbst, als auch mit der verwandter Nachbargebiete. Die Sachaliner Schichten sind in flachen Meerestheilen abgelagert, wie auch aus dem Vorkommen von Kieselhölzern geschlossen wird; es überwiegen in der wenig artenreichen Fauna die Inoceramen und die sogen. Patellen; die letzteren sind bis jetzt zu wenig erkannt, als dass sie für eine Horizontirung zu brauchen wären, die Inoceramen sind dagegen hier in erster Linie dazu geeignet, aber auch die Ammoniten; das Vorkommen von zahlreichen, dem *Pachydiscus peramplus* nahestehenden Formen beweist gleichfalls ein jüngeres Alter, als es v. Schmidt zugestehen wollte.

Das Ergebniss steht ferner auch durchaus mit dem von Neumayr, Kossmat[1]) und Anderen aus der Bearbeitung der südindischen Kreidefauna gewonnenen im Einklange; es deckt sich gleichfalls mit unseren jetzigen Kenntnissen über das Alter der texanischen Kreide[2]) und anderer Kreidegebiete. Diese einfachen Beziehungen der zuerst als eigenthümlich und räthselhaft geschilderten Fauna des indo-pacifischen Gebietes zu ganz bekannten Gegenden berauben freilich diese »Provinz« in hohem Grade der besonderen Eigenart, die man ihr zusprechen wollte.

---

[1]) F. Kossmat, The cretaceous deposits of Pondicherri Rec. of the Geol. S. of India. 30, 1897, 51—110 und Jahrb. d. kais. königl. geol. Reichsanstalt 1894.

[2]) Vergl. E. Koken, Die Vorwelt und ihre Entwickelungsgeschichte. Leipzig 1893, S. 420.

Bericht über eine Begehung der neugebauten Eisenbahnstrecken Corbetha-Deuben und Naumburg-Deuben, mit besonderer Rücksicht auf das Diluvium.

Von Herrn **E. Zimmermann** in Berlin.

Das Gebiet, um das es sich hier handelt, gehört dem südlichen und südwestlichen Rande der Leipziger Bucht des norddeutschen Flachlandes an, bildet also den Uebergang zu dem thüringischen Triasplateau, und liegt, noch bestimmter ausgedrückt, zwischen der mittleren Saale und der Weissen Elster. Ausgangs- und Endpunkt unserer Bahnlinien, Corbetha und Naumburg, liegen an der thüringischen Hauptbahn Halle-Eisenach; an der vom zwischengelegenen Weissenfels nach SO. abgehenden Weissenfels-Zeitzer Hauptlinie befindet sich der Ort Deuben gerade da, wo diese Linie die Wasserscheide der genannten beiden Flüsse überschreitet.

Von Corbetha aus führt die Deubener Bahn zuerst 11 Kilometer weit durch die SW.-Ecke des von Herrn von Fritsch bearbeiteten, aber noch unveröffentlichten Blattes Lützen, dann 12,4 Kilometer weit in N. — S.-Richtung mitten durch das noch unbearbeitete Blatt Mölsen. Zunächst begleitet sie, ohne neue Aufschlüsse, 4 Kilometer weit die Hauptstrecke Corbetha-Weissenfels, überschreitet dann zwischen den Dörfern Kriechau und Delitz das Saalthal und führt alsdann immer in oder neben dem Rippach-

Thale aufwärts bis zum Dorfe Gröben bei Teuchern; von hier aus legt sie sich auf $1^1/_2$ Kilometer wieder eng an die ältere Bahnstrecke Weissenfels-Zeitz bis zum Bahnhof Deuben an.

Die andere Bahnstrecke sollte nach dem ursprünglichen Plane wieder von Deuben abzweigen, die endgiltige Ausführung aber hat den Ausgang von der nächsten Station Teuchern genommen. Hier tritt die Bahnlinie sogleich von Blatt Mölsen auf das westlich anstossende, von E. E. Schmid bearbeitete, publicirte Blatt Stössen über, durchquert dies in seiner ganzen Breite und ist dann noch 4 Kilometer weit bis zum Anschluss an die Station Naumburg auf dem gleichnamigen, ebenfalls von Schmid bearbeiteten und publicirten Blatte erbaut.

Im Einzelnen ist ihr Verlauf von Teuchern aus zunächst 6 Kilometer weit westsüdwestwärts auf der N.-Seite des obersten Rippachthales aufwärts bis zur Station Stössen, die schon etwas jenseit der Wasserscheide des Rippach- und Wethauthales liegt; dann senkt sich die Bahn 7 Kilometer weit im ganzen westwärts — mit einem kurzen südnördlich gerichteten Zwischenstück — in das letztgenannte Thal hinab, überschreitet dies bei Mertendorf und begleitet es dann $2^1/_2$ Kilometer weit auf seiner W.-Seite abwärts bis Wethau, biegt hier fast rechtwinkelig um und wendet sich dann nach NW. dem Saalthal und der Station Naumburg zu.

Beide Bahnen durchziehen ein sehr fruchtbares Lössgebiet mit auch sehr reichen unterirdischen Bodenschätzen, nämlich mit mächtigen und besonders werthvollen Braun- und Schweelkohlen, und mit einer dadurch hervorgerufenen sehr blühenden Industrie. Der Güterverkehr ist darum, bezw. er wird auf beiden Linien ein sehr grosser.

Die erstbesprochene Bahnstrecke war zur Zeit der Begehung schon vollendet und viele Aufschlüsse waren durch Ueberführung von Mutterboden und Aussaat von Rasen schon wieder vernichtet; die zweite Strecke andererseits war noch nicht lange begonnen und mancher tiefe Einschnitt überhaupt noch nicht in Angriff genommen. Ohne wiederholte Begehungen mit geeigneten Zwischenräumen lassen sich nun einmal nicht alle Aufschlüsse erforschen, die solche Bahnen in lockerem Gebirge liefern. — Die Aufschlüsse

der neben der Bahn gelegenen unterirdisch betriebenen Braunkohlengruben habe ich nicht mit aufgesucht, dagegen ein paar nahe der Bahn gelegene Kies- und Lehmgruben mitgenommen und auch ein paar für das Verständniss der Bahnaufschlüsse wichtige weitere Seitenwege gemacht, die im Nachfolgenden auch mit besprochen werden sollen.

Der erste gute Aufschluss von Corbetha aus war der sehr tiefe Einschnitt in dem rechten Saale-Steilhang nördlich von Delitz. Es ist hier der Untere Buntsandstein in einer sehr lettenreichen, an Sandsteinbänken sehr armen Ausbildung aufgeschlossen, die nach der v. FRITSCH'schen Manuscriptkarte der Grenze der Stufen su1 : su2 zugehört. Der violette dünngeschichtete Letten fällt mit beträchtlicher Neigung nach NO. ein und bildet den nordöstlichen Flügel eines aus derselben Karte ersichtlichen Schichtensattels. Ein paar kleine in hora 2 streichende, steil nach W. einfallende Verwerfungen sind ebenfalls prächtig blossgelegt.

Am Ostausgange dieses tiefen felsigen Einschnittes, etwa bei Kilometer 5,3, zeigt ein Anschnitt des aus dem Dorfe Delitz kommenden, die Bahn überschreitenden Weges nördlich neben dieser einen Aufschluss der Decke des Buntsandsteins: es liegen über diesem zunächst 1 Meter mächtig Saaleschotter und darüber $^1/_2$ Meter rauher, von zahlreichen weissen Wurzelröhrchen durchsetzter Geschiebemergel, zu oberst 3 Decimeter Lehm. Ob der Schotter, der nach den Höhenlinien der Karte 325 Fuss [1]) über dem Meere, etwa 75 über der Saale liegt, nordisches Material enthält, habe ich an dieser Stelle nicht untersucht.

Nachdem die Bahn das Rippachthal überschritten, also auf dessen S.-Seite, liegt in demselben Niveau von 325 Fuss beim Kilometer 6,5 kurz vor Gross-Porsten dicht neben der Bahn eine grosse Kiesgrube, deren Sohle von Buntsandstein gebildet wird.

---

[1]) Die für diese Arbeit in Betracht kommenden Messtischblätter geben die Höhen in preussischen Decimalfussen an, von denen 100 = 37,662 Metern sind. Ich hielt es, um in Uebereinstimmung mit den geologischen Karten zu bleiben, für besser, deren Höhenangaben nicht in metrische umzurechnen.

Dieser ist hier lettenfrei und besteht aus einem bankigen harten Sandstein von manganbrauner Verwitterungsfarbe, dessen Bänke in Stunde $10^1/_2$ streichen und wiederum recht beträchtlich, aber nach SW. einfallen und wahrscheinlich einer dem erstgenannten Sattel nordöstlich vorgelagerten Mulde angehören. Jede Bank tritt an die im ganzen horizontale Sohlfläche der Kiesgrube mit einer dem Schichtenstreichen entsprechenden Kante heraus, sodass diese Fläche wie eine horizontal umgelegte Treppe aussieht. Verwitterungsschutt ist nicht vorhanden, sondern der Sandstein vor Ablagerung des Kieses ganz rein gefegt. Auf dieser Fläche liegen nun, von der Kiesgewinnung her übrig geblieben, sehr grosse Blöcke von Braunkohlenquarzit [1]) in grosser Menge lose herum, ganz vereinzelt auch Blöcke nordischen Granites. Vermuthlich bildeten auch ursprünglich diese Blöcke die unterste Lage auf dem Buntsandstein; jetzt lässt sich dies, wo die Grube längere Zeit ausser Betrieb ist und sich abgebröckelter Kies an der Unterkante der senkrechten Wand des anstehenden Kieses angesammelt hat, zwar nicht mehr unmittelbar beobachten, aber doch soviel ersehen, dass in dem Kies selber solch grosse Blöcke nicht vorkommen. Der Braunkohlenquarzit zeigt, wie noch hervorgehoben sei, oft seine bekannte überaus glatte Oberfläche und alle Uebergänge von feinem gleichmässigen Korn bis zu conglomeratischer Beschaffenheit, überdies ist er oft von Wurzel- und anderen röhrigen Pflanzenresten durchsetzt. Der Kies selbst ist 4 Meter mächtig und besteht aus reichlichen Muschelkalk- und Buntsandsteingeschieben, daneben aus Geschieben von Quarz- und Felsitporphyr, Glimmerporphyrit, vielleicht auch von Höllkopfsmelaphyr (also Gesteinen des Ilm- und des Gera-Unstrutquellgebietes), und von cambrischem Quarzit und culmischer Grauwacke (also Gesteinen des Saale- und Schwarzagebietes), liess aber nordisches Material nicht erkennen.

Der nächste gute Aufschluss, eine kleine Kies- und Lehmgrube, befand sich östlich neben Kilometer 9,0 zwischen Bahnhof und Ort Poserna, an der S.-Seite des Zörbickebaches, auch in 325 Fuss

---

[1]) Bei einem derselben mass ich $2^1/_2 \times 1^1/_2 \times {}^1/_2$ Meter!

Meereshöhe. Darin lagern unten $2^1/_2$ Meter gutgeschichtete Kiese, die sich durch Gehalt an Porphyr und Muschelkalkgeröllen als Saaleschotter, — durch wenn auch sehr spärliche Feuersteine als glacial, inter- oder postglacial zu erkennen geben; darüber lagert, scharf abgeschnitten, eine $^1/_2$ Meter mächtige Decke eines normalen, kalkreichen, gelbgrauen Geschiebemergels, der demnach das Alter des unterlagernden Kieses näher bestimmt als glacial oder interglacial. Kies und Mergel werden auf der W.-Seite der Grube schräg abgeschnitten durch angelagerten Löss, der also postglacial ist.

In diesem Löss selbst schneidet sich die Bahn zwischen Kilometer 9,3 und 9,5 ein.

Etwa 80 Meter östlich von Kilometer 9,75, in etwa 360 Fuss Höhe, befindet sich wiederum eine kleine Kiesgrube; auch hier ist der Kies Saalekies, der aber viele Quarze aus dem Oligocän aufgenommen hat; Feuerstein habe ich darin nicht gefunden.

Die beiden letztgenannten Gruben befinden sich in 5 Kilometer Abstand von der heutigen Saale, führen aber doch, wie auch die vorherbeschriebenen, solchen Schotter, wie er für die Saale, und zwar nicht sowohl bloss für die eigentliche obere Saale und Schwarza, sondern für die mit der Ilm und Gera-Unstrut vereinigte Saale charakteristisch ist. Danach und nach ihrer Höhenlage scheinen die genannten Schotter jener selben Saaleterrasse anzugehören, auf welcher die Stadt Naumburg steht (siehe weiter hinten), und ein Bindeglied herzustellen zu jenen schon 1883 von Sauer und Hazard als Saaleschotter bestimmten und darum wegen ihrer weiten Entfernung von der heutigen Saale auffälligen Schotterlagern, welche die genannten Forscher auf den Blättern Zwenkau und Markranstädt über die Orte Altranstädt, Dölzig und Schkeuditz verfolgt haben. In den nur spärlichen Aufschlüssen auf diesen beiden Blättern hat sich der Saaleschotter ebenso wie in den meisten der von mir oben beschriebenen Kiesgruben frei von nordischem und baltischem Material gezeigt, dagegen ebenso von Geschiebemergel bedeckt wie an meinen Aufschlüssen bei Delitz und Poserna. Auf Grund dieser Beobachtungen haben Sauer und Hazard sich berechtigt gesehen, den betreffenden Saaleschotter ihrer Gebiete als präglacial zu bezeichnen, eine Altersbestimmung, die freilich zu der

soeben für den Kies von Poserna ausgeführten nicht passt. Wir werden bei Besprechung der Naumburger Aufschlüsse auf diese Frage wieder zurückkommen.

Es ist jetzt auf lange Strecke nichts weiter zu sehen oder zu vermuthen, als höchstens Löss, der übrigens vielfach an seiner Oberfläche stark humos geworden, also in Schwarzerde verwandelt ist. Im Dorfe Gnäditz ist er in einer Grube 2 Meter mächtig und darunter 3 Meter feiner weisser Tertiärsand aufgeschlossen.

Die Bahn verläuft von Kilometer 6,0 ab auf der W.-Seite des im ganzen südnördlichen Rippachthales, und es ist dem auf ihr Hinwandernden fast überall sehr auffällig, dass auf dieser Thalseite das Gehänge ganz sanft zum Bach hinabsteigt, auf dessen O.-Seite aber jäh sich erhebt: wiederum ein Beweis für die von mir immer wieder betonte gesetzmässige Ungleichseitigkeit der kleinen Thäler von bestimmter Richtung. Am grössten ist der Gegensatz der beiden Thalseiten bei Hohen-Mölsen, welches auf einem 150 Fuss hohen Steilgehänge thront, noch nicht 1 Kilometer ostwärts vom Bache entfernt, während man westwärts über drei Kilometer braucht, um auf dieselbe Höhe zu gelangen.

Zwischen Kilometer 18 und 19 läuft die Bahn vor dem Dorfe Gosserau auf längere Strecke an wüst über abgebauten Braunkohlenfeldern eingebrochenen Aeckern hin; die senkrechten Abbruchwände der einzelnen Schollen zeigen über gelbem Löss schon aus weiter Ferne die Decke von Schwarzerde.

Nach Ueberschreitung der Rippach beim Dorfe Werschen (Kilometer 19,5), neben deren Sohle aus kleinen Gruben schneeweisser Tertiärsand zur Bahn emporblinkt, schneidet sich diese in diluvialen Sand und Schotter ein, der sehr viel nordischen Granit und Feuerstein, sowie dem Tertiär entnommene Quarzgerölle führt und nicht in die Reihe der gewöhnlichen Flussschotter zu setzen, sondern aus Moräne ausgeschwemmt sein dürfte. Eben solchen Kies entblösst eine Kiesgrube am Orte Ober-Werschen, kaum 100 Meter von der Bahn entfernt.

An den Werschener Braunkohlenwerken und wiederum an wüsten Einbruchsfeldern vorbei erreicht unsere Bahn endlich die Hauptlinie bei Deuben.

Auf letzterer nun nach NW. wandernd begegnen wir in der stellenweise frisch entblössten Sohle des tiefen, sonst überrasten Einschnitts nordische Grande und Kiese mit reichlich aufgenommenem Oligocänmaterial, die wohl den Werschener Kiesen gleichzustellen sind.

Das Hangende dürfte Geschiebemergel bilden, wenigstens ist dieser dicht jenseit einer kleinen in das Dorf Gröben hinabziehenden Delle nordöstlich neben der Bahn in 475 Fuss Meereshöhe prächtig aufgeschlossen in einem 4—5 Meter hohen, felsklippenähnlichen, von früherem Abbau her übrig gebliebenen Block mit senkrechten nackten Wänden, der mir schon viele Jahre lang in derselben Beschaffenheit beim Vorüberfahren aufgefallen war und meine, eben nun jetzt erst gestillte Neugierde geweckt hatte. Es ist ein ganz typischer Blocklehm, der noch einen in jener Gegend ungewöhnlichen Kalkreichthum besitzt, sodass er eine üppige Fülle des bei uns kalkanzeigenden Huflattichs *Tussilago Farfara* und überaus zahlreiche grosse Weinbergschnecken *Helix pomatia* trägt, welche Art vermuthlich sonst in der weiten Umgegend fehlt.

Weiter auf der Hauptbahn gehend gelangen wir in Kürze nach Bahnhof Teuchern und biegen sogleich hinter diesem auf die neue Naumburger Linie ab.

Der erste, noch auf Blatt Mölsen gelegene Einschnitt ist zur Zeit erst etwa 5 Meter tief und entblösst vorläufig nur Löss, soll aber schliesslich, nach erhaltenen Mittheilungen, noch bis in Kies hinabkommen; ob dies diluvialer oder tertiärer ist, konnte ich nicht ermitteln. Der Löss ist ausgezeichnet durch Lösskindel (»Teufelspuppen«) von ungewöhnlicher Länge und Lage: sie sind mehrere Decimeter bis fast $1/2$ Meter lang, aber nur 2 bis 4 Centimeter dick, gerade oder gebogen, also knochen- oder wurstähnlich, und liegen sämmtlich mit ihren Längsaxen wagerecht, sodass also nicht an einen ersten Anfang ihrer Bildung als Umhüllung der doch im allgemeinen aufrechten Wurzelröhren zu denken ist. Ausserdem sind in dem Löss vereinzelte erbsen- bis faustgrosse kartoffelförmige Quarzgerölle eingestreut, die dem

Oligocän entstammen; die Art, wie sie in den sonst so feinen steinfreien ungeschichteten Löss gerathen sind, ist mir unklar.

Auch weiter hin auf dem Blatte Stössen, z. B. nordwestlich vom Dorfe Krössuln, sind solche Quarze in dem Lössboden sehr häufig; leider war hier der zu erwartende 10 Meter tiefe Eisenbahneinschnitt kaum begonnen; er entblösste vorläufig nur die oberflächliche Schwarzerdedecke des Löss. Diese Decke bildet bis über Stössen (Kilometer 16) hinaus die Erdoberfläche in einer Mächtigkeit von gewöhnlich 0,2—0,3 Metern; in einem Hohlwege am NW.-Rande des Dorfes Kosplatz, allerdings am untersten Theile eines Bergabhanges, wuchs diese aber bis 0,8 Meter; darunter folgen hier 0,4 Meter Uebergang in hellen gelben Löss, der alsdann darunter in immer noch über 1 Meter Mächtigkeit entblösst ist.

Am Bahnhof Stössen und westlich davon im Bahneinschnitt ist die blossgelegte Mächtigkeit des Löss 2 — $2^1/_2$ Meter, Lösskindel kommen stellenweise darin vor, sind aber nur klein und mehr knollenförmig, Schnecken wurden nirgends beobachtet.

Unter dem Löss im letztgenannten Bahneinschnitt ist noch $^1/_2$ Meter oligocäner Kies mit Geröllen von Buntsandstein und Kieselschiefer angeschnitten.

Nachdem die Bahn zwischen Stössen und Görschen die Grenze der Kreise Naumburg und Weissenfels überschritten, lassen auf fast 1 Kilometer Länge in dem ersten leider schon wieder überkleideten Einschnitte, in 575 — 550 Fuss Höhenlage, die zahlreich auf dem Damme liegenden Feuersteinknollen vermuthen, dass hier Geschiebemergel entblösst war.

Der zweite, nördlichere, tiefe Einschnitt auf der S.-N. gerichteten Theilstrecke bringt einen schönen Aufschluss im oligocänen Sand und Kies, der hier recht viele Kieselschiefergerölle enthält. Nach der geologischen Karte muss dieser Kies das Hangende der jetzt abgebauten Braunkohle des Grubenfeldes III dieser Karte bilden.

Beim weiteren Abstieg überschreitet die Bahn offenbar das Flötz, aber im Niveau des Geländes, also ohne Aufschluss, etwa an dem Knie, mit welchem sie aus der S.—N.-Richtung wieder in die O.—W.-Richtung übergeht.

Von hier ab bis zum Dorfe Scheiplitz boten aber nun eine Reihe von Einschnitten frische und gute Aufschlüsse von Reiz und Wichtigkeit: in den obersten war Blocklehm in mehr als 2 Meter Mächtigkeit blossgelegt, der zahlreiche Feuersteinknollen, z. Th. mit Seeigeln, und kleine und grosse (bis 0,3 Meter) Geschiebe von nordischem Granit, Rappakiwi, Gneiss, Diabas, rothem Quarzit, Beyrichienkalk u. s. w. einschloss, welche ihrerseits gar nicht selten auf einer oder mehreren Flächen geschliffen und gekritzt waren. Es lag hier also echt glacialer Moränenmergel vor, ein Geschiebemergel oder -lehm in der jetzt allein noch gültigen Bedeutung dieses Namens; die Karte giebt an dieser Stelle nur geschiebefreien Lehm und Löss an, und wo sie an andern Stellen »Geschiebelehm« verzeichnet, dürfte es sich meist um eine nicht glaciale Lehmdecke auf Flussschotter handeln [1]).

Nach Ueberschreitung einer kleinen Brücke kommt man, noch vor dem Dorfe Scheiplitz, über eine kleine Lösspartie hinweg in einen noch tieferen und längeren Einschnitt, in welchem der massige, ungeschichtete, kalkreiche gelbgraue Geschiebemergel sogar über 6 Meter Mächtigkeit hat; die Höhenlage der Sohle dieses Mergels beträgt etwa 165 Meter (440 Fuss). Er wird horizontal unterlagert, gegen den westlichen Ausgang des Einschnitts hin, von ein paar Decimetern gelbgrauen dünnschichtigen bänderthonartigen Mergels, der nach Art von manchen Keuperletten sich an der Luft aufblättert und in Scherben zerfällt; nach seinem reichen Kalkgehalt gehört dieser Thon noch dem Diluvium an. Gleich unter ihm aber liegt in Mächtigkeit von $^{1}/_{2}-1$ Meter ein tertiäres Braunkohlenflötz, welches seinerseits von schneeweissem oligocänen Quarzgrand mit Kieselschieferkörnern in unbestimmter Mächtigkeit unterteuft wird.

Man überschreitet nun die kleine Schlucht, in welcher von Schmärsdorf und Gickau herkommende Wege vereinigt nach Scheiplitz hinabziehen, und betritt dann das Gebiet der Haltestelle Scheiplitz, an der auch noch oligocäne Thone und Kiese aufgeschlossen gewesen zu sein scheinen.

---

[1]) Auf der Lepsius'schen geologischen Karte von Deutschland ist leider all dieser angebliche »Geschiebelehm«, auch der im Saalthal aufwärts bis nach Kahla angegebene, mit der Farbe des echten glacialen Moränenmergels dargestellt.

Die Bahn senkt sich immer weiter und tritt endlich wieder in älteres Gebirge ein, auf welchem wohl noch manchmal Diluvium, aber — im Bahnniveau — kein Tertiär mehr lagert.

Unterhalb Scheiplitz also ist in etwa 160 Meter Meereshöhe Röth aufgeschlossen, und diese Formation bleibt von nun an auf der ganzen Strecke bis Naumburg, von Diluvium abgesehen, die Unterlage der Bahn. Und zwar sind und bleiben bis Mertendorf, bei dem von der Neigung der Bahn kaum abweichenden Schichtenfallen, zunächst die oberen Schichten des Röths unsere Begleiter, ganz vorherrschend rothe Mergel und Letten, die hier gypsfrei zu sein scheinen. Bemerkenswerth ist es, dass unbedeutende, aber doch wegen des Farbenunterschiedes bei kahlen Feldern grell und schon aus der Ferne vom Röth abstechende Lösspartien sich selbst in ein paar ganz seichten von N. nach S. am Bergabhange herabziehenden Einsenkungen nur an denjenigen Stellen finden, welche im Schatten der Nachmittags- und Abendsonne liegen: eine Regelmässigkeit, welche zu der oben (S. 170 unter Hohenmölsen) besprochenen gesetzmässigen Ungleichseitigkeit der Thäler in enger Beziehung steht.

Noch vor dem Wethauthale durchschneidet die Bahn den rebenbepflanzten Südfuss der Lössnitz, eines Berges, der sich sogleich durch seinen ganz besonderen landschaftlichen Charakter ebenso wie das westlich gegenüber liegende »Himmelreich« als ein Wellenkalk-Berg zu erkennen giebt; der Bahneinschnitt steht allerdings noch im obersten Röth, aber die mit durchschnittene Schicht von oben herabgebröckelten Muschelkalkschuttes erreicht ein paar Meter Mächtigkeit.

Nachdem man auf hoher Brücke die Wethau überschritten, erblickt man, südostwärts zurückschauend, an der steilen Ostwand des Wethauthales die obersten Bänke des Mittleren Buntsandsteins in einem Zug von Felsklippen ausstreichen, dessen Einfallen nach N. zu etwa 8^0 aus der Ferne zu bestimmen war; auch an der W.-Wand der uns jetzt gegenüberliegenden Lössnitz können wir im S. noch ein Einfallen der Muschelkalkschichten nach N. beobachten, während in dem auf der Karte angegebenen Steinbruche im N.-Theile derselben Wand schon horizontale Schichtung herrscht.

Es liegt hier also der sehr ungestörte S.Theil einer von Muschelkalk erfüllten kleinen Mulde vor, welche dessen ungewöhnlich weites Vorspringen nach O. an dieser Stelle bedingt.

Die nördliche Umgrenzung des Muschelkalks konnte ich nicht genauer beobachten, doch sind die Angaben der SCHMID'schen Karte derart, dass man eine in Stunde $6^1/_2 - 7$ streichende Verwerfung als diese N.-Grenze annehmen möchte.

Die Bahn selber scheint an der vermutheten Schnittstelle mit dieser Verwerfung nur Löss darzubieten, aus den Wänden des dortigen Einschnittes aber sickert Feuchtigkeit in zahlreichen Linien über einander aus, welche sich unschwer zumeist als Schichtfugen deuten lassen, z. Th. aber sicher auch Verwerfungen sind und zwar sowohl solche mit steilem, als solche mit flachem Einfallen. Wenn auch diese Wasserlinien überaus deutlich und ausgeprägt waren, so waren doch die betreffenden Abhänge schon wieder derart mit Mutterboden bedeckt und besäet, dass sich sonst nichts bestimmtes mehr sagen liess. Ich hatte den Eindruck, als ob diese Wasserlinien eine Structur des dahinter liegenden Röths, und nicht eine solche von Löss zum Ausdruck brächten. Dieselbe Erscheinung wiederholte sich in dem Einschnitte vor der grossen knieförmigen Umbiegung der Bahnlinie nordwestlich von Wethau, leider auch hier ohne das Anstehende zweifellos noch erkennen zu lassen.

Auf der Zwischenstrecke zwischen letzgenannten beiden Aufschlüssen, also südwestlich und westlich von Wethau, durchschneidet die Bahn mannigfaltige Schichten des unteren, hier gypsreichen Röths, ohne wissenschaftlich etwas besonderes zu bieten.

Westlich des erwähnten Kniees senkt sie sich aus dem Löss in den Röth hinab, wie es die Karte richtig angiebt. Diesen Röth habe ich später noch einmal besucht, auf die Kunde hin, dass darin beim weiteren Fortschritt des Bahnbaus eine Höhle aufgedeckt worden sei. Ich stellte dabei folgendes fest. Die aufgeschlossenen Röthschichten gehören der unteren, vorwiegend graugefärbten Stufe dieser Formation an und bestehen hier aus gypsfreien Mergeln und Letten, denen ein paar dünne (5—20 Centimeter mächtige) Bänkchen von gelbgrauem Kalk (oder dolomitischem

Kalk) zwischen gelagert sind. Letztere Bänkchen enthielten ursprünglich zahlreiche, zu Sand zerriebene Muscheltrümmer, sind aber jetzt durch deren Auslaugung sehr porös geworden; als bestimmbar ergaben sich fast nur noch ein paar Bruchstücke der *Myophoria costata*. Die Lagerung ist einigermaassen gestört: die Schichten verlaufen flachwellig und sind von ein paar kleinen Spalten mit unbedeutenden Verwürfen durchsetzt; das Gesammteinfallen, besonders im Westtheile des Einschnittes, ist aber nach NW. gerichtet, sodass also in diesem orographisch tiefsten Theile etwas höhere Schichten als weiter ostwärts anstehen. In dem westlichen Theile nun, etwa in 390 Fuss Meereshöhe (nach den Höhenlinien der Karte zu urtheilen), war es, wo man die Höhle bei Herstellung des Bahneinschnittes aufdeckte. Man füllte in sie, um sie unschädlich zu machen, einen Theil des Abraumes, und als ich hinkam, konnte ich darum die Beschaffenheit ihres Bodens nicht mehr feststellen. Sie befand sich an der N.-Seite des Einschnittes und reichte nicht über diesen hinüber, senkte sich vielmehr schräg nach N.—NW. hinab, wie tief, das war nicht mehr zu bestimmen; ihre Breite entlang der Bahn betrug nur etwa 2 Meter, die Höhe ihres Einganges etwa $^3/_4$—1 Meter; an den Seitenwänden sprangen die einzelnen Schichten verschieden weit nach innen vor, die Decke war, soweit man hinein schauen konnte (von hineinkriechen war schon keine Rede mehr) von einer der erwähnten stärkeren, zwar porösen, aber doch haltbaren Kalkbänke gebildet; Verwerfungen und Mineralneubildungen waren nicht zu beobachten. Zur Erklärung dieses an sich sehr unbedeutenden Loches darf man annehmen, dass in dem unzugänglichem, aber nur wenig tieferen Niveau des dortigen Grundgypses eine Schlotte ausgelaugt und deren Hangendes soweit nachgebrochen war, bis eben jene Kalkbank an die Reihe kam, die aber festen Stand hielt.

Nachdem die Bahn auf hoher Brücke ein südnördlich verlaufendes Bächlein überschritten hat, dessen Ostwand wiederum, nach dem schon mehrmals erwähnten Gesetz, steil ist und anstehenden Fels (Oberen und Mittleren Buntsandstein) zeigt, während die W.-Flanke sanftgeneigt und mit Löss bedeckt ist, verläuft sie — nunmehr auf Blatt Naumburg — weithin auf einer

grossen fast horizontalen Ebene, auf welcher auch die Stadt Naumburg steht.

Der S.-Rand dieser ein gleichseitiges Dreieck von 2 Kilometer Seitenlänge bildenden Ebene läuft entlang der Höhenlinie 375 Fuss von O. nach W. am Fusse eines hohen steilen, in seinem Kern von Wellenkalk gebildeten Abhanges hin; nach NO. und WNW. fällt diese Ebene mit theilweise geradezu jähem Absturz 75 Fuss tief zur Saalaue ab. An der N.-Spitze dieses Dreieckes, nahe dem Felsenkeller, schneidet die Bahn in diesem Absturze wieder dieselben Schichten des grauen Röths mit Kalkbänkchen an, welche wir eben bei der kleinen Höhle besprochen hatten, darüber aber durchschneidet sie die mindestens 4—5 Meter, wahrscheinlich noch etwas mehr mächtigen Saaleschotter, welche auch schon vorher, von Grochlitz an, auf jener Ebene durch Drainagegräben neben der Bahn blossgelegt waren, unter einer 1—3, im S 10 und mehr Decimeter starken, oberflächlich stark humosen Lehmdecke.

Wir haben in dieser grossen Ebene also das Vorbild einer Flussterrasse vor uns, mit allen charakteristischen Eigenschaften einer solchen, und zwar, nach der Herkunft der Geschiebe, die Terrasse einer alten Saale. E. E. SCHMID hat in den Erläuterungen zu Blatt Naumburg diese Geschiebe nach ihren Arten näher angegeben; es geht daraus hervor, dass die Saale zur Zeit von deren Ablagerung schon die Ilm und vermuthlich auch die Unstrut aufgenommen hatte (— für letztere Vermuthung spricht auch der überaus grosse Reichthum dieses Schotters an Buntsandstein in Stücken und zerriebenem Sand —); SCHMID giebt ausserdem an, dass er in der (jetzt eingegangenen) städtischen Kiesgrube am Georgenthor verschiedene Arten nordischer Gesteine gefunden habe, Feuersteine allerdings giebt er nicht an; ich selbst habe nordisches Material in kleinen, der Grösse der übrigen Gerölle entsprechenden Stücken allerdings nicht gefunden, wohl aber da und dort an den Wegen, die auf dieser Terrasse verlaufen, grosse (kubikfuss und mehr) Blöcke nordischen Granites etc. gesehen, die kaum anders woher als aus dem Schotter der Terrasse stammen können. Da das Letztere nun aber doch eben nicht ganz sicher ist, so stehen die Schlussfolgerungen über das Alter des Schotters

aus meinen directen Beobachtungen denen aus den Angaben Schmids ebenso gegenüber, wie oben die Altersbestimmungen von Sauer und Hazard den meinen bezüglich des Poserna-Markranstädt-Schkeuditzer Schotters gegenüberstehen, den ich doch — vermöge seiner sonstigen Zusammensetzung und Höhenlage — als die Fortsetzung des Schotters der Naumburger Terrasse ansehe. Zur sicheren Entscheidung dieser Streitfrage ist also die nochmalige, an den verschiedenen Aufschlüssen durchgeführte, genaue Nachforschung nach dem Vorhandensein oder Fehlen der nordischen Bestandtheile, bezw. nach dessen etwaigem Vorkommen ausschliesslich in den obersten Lagen des Schotters nothwendig. Fossile Knochen sind vielleicht im Halleschen Museum aus dieser Terrasse vorhanden und könnten wohl nach bestimmter Richtung auch Ausschlag geben.

Inzwischen können aber folgende Beobachtungen auch noch in Erwägung gezogen werden, die ich in der Naumburger Gegend abseits von der Eisenbahnlinie gemacht habe.

Zunächst fand ich auf dem Berge »Das Sperlingsholz« in 575 Fuss Höhe an der Stelle, wo auf der Karte das »Das« steht, einen sehr schönen Aufschluss von Geschiebemergel[1]); es sind dort mehrere Schiessgräben ausgehoben, und am SW.-Ende des nördlichsten dieser Gräben, in einer Waldecke, steht der an Feuersteinsplittern reiche, typische nordische Geschiebemergel in einer 3 Meter hohen senkrechten nackten Wand an; er zieht sich von da entlang dem Wege nach Altflemmingen in einer flachen Bodensenke noch 300—400 Meter weit hin.

Im gleichen Niveau von 575 Fuss ist an der Chaussee Naumburg-Neuflemmingen gegenüber der Stelle, wo der Teufelsgraben an sie herankommt, in einer kleinen Kiesgrube ein rostfarbener, glacialer, nordischer Geschiebesand 2 Meter mächtig aufgeschlossen, der, wie eine 100 Meter weiter nördlich an derselben Chaussee liegende, grössere Kiesgrube zeigt, von gelbem und weissem, mehr als 8 Meter mächtigem oligocänen Quarzkies unterlagert wird.

(Nebenbei sei erwähnt, dass gegenüber dieser hohen Lage von

[1]) Die Karte giebt dort nur Wellenkalk an.

Glacialdiluvium ein nordischer, an Feuerstein überreicher Sand und Kies auffällig ist, der sich in nur 500—525 Fuss Höhe in der SO.-Ecke von Blatt Naumburg an der Lochmühle bei Boblas über Chirotheriensandstein findet; die Karte fasst diesen Kies mit dem ihn zunächst bedeckenden Geschiebefreien Lehm als »Geschiebelehm d2« zusammen).

Nördlich gegenüber Altenburg, auf dem linken Saaleplateau, ist am Laasen in 500—525 Fuss Höhe ein »Geschiebekies d1« auf der Karte angegeben; eine verfallene Kiesgrube daselbst bietet sehr polygenen Schotter, dessen aus weiterer Ferne gekommenen, d. h. nicht triadischen Gerölle weder nordisches noch solches Material zeigen, welches dem Quellgebiet der jetzt dort doch schon 10—11 Kilometer mit der Saale vereinten Ilm entstammt, sondern nur solches aus dem Gebiet der Schwarza und oberen Saale. Dies zweifache Fehlen von in späteren dortigen Schottern doch enthaltenen Gesteinen lässt in Verbindung mit der hohen relativen Lage (225 Fuss über der Saale) die Ansicht begründet erscheinen, dass die in Rede stehenden Schotter wirklich sehr alt, und zwar präglacial sind.

Zu derselben Ansicht führt auch die fernere von mir gemachte Beobachtung, dass die in entsprechender Höhe (525 Fuss) 7 Kilometer weiter saaleaufwärts, aber immer noch 3 Kilometer unterhalb der heutigen Ilmmündung gelegenen Kiese des unteren Theiles einer Kiesgrube an der Restauration zum »Himmelreich« über Saaleck ebenfalls frei von nordischen und von Ilm-Geschieben[1]) sind, dagegen von an nordischem Material überreichen Massen mit allerschärfster Grenze, wie dieselbe Kiesgrube zeigt, überlagert werden. Wie man diese Massen deuten soll, ob vielleicht als eine etwas ungewöhnlich ausgebildete Moräne —, das vermochte ich allerdings nicht zu entscheiden. Die nordischen Granite und Feuersteine, sowie die einheimischen kantigen Muschelkalkstücke darin

[1]) Die Zahl der auch für Ilmschotter, und zwar ganz besonders für diesen, charakteristischen Geschiebe von Glimmerporphyrit ist am »Himmelreich« eine so geringe, dass diese ausschliesslich auf das Quellgebiet der Schwarza zurückzuführen ist, wo ja auch noch in nicht unbeträchtlicher Verbreitung Rothliegendes mit Porphyritlagern ansteht.

sind z. Th. ansehnlich gross, während der unterlagernde Saalekies nur kleine, bis etwa faustgrosse Gerölle führt.

Auf Grund dieser beiden Aufschlüsse in den höchst gelegenen Flussschottern der ganzen Gegend ist anzunehmen, dass vor der Ankunft des nordischen Eises die Saale dort die Ilm noch ebensowenig aufgenommen hatte, wie sie — nach einer neuen schönen Arbeit des Herrn von Fritsch — damals bei Naumburg die Unstrut aufnahm, dass vielmehr die genannten beiden heutigen Nebenflüsse der Saale im Naumburger Gebiet in der Präglacialzeit weiter im W. geflossen sind und erst weiter unterhalb Naumburg sich in die Saale ergossen haben; für die präglaciale Unstrut hat von Fritsch die Mündungsstelle bei Merseburg, für die präglaciale Ilm P. Michael einen Verlauf von Mellingen nach Rastenberg nachgewiesen oder wahrscheinlich gemacht.

Unter diesen Umständen müssen wir, um nun wieder auf die Naumburg-Poserna-Schkeuditzer Schotter mit ihrem Gehalt an Ilm- und wahrscheinlich auch Unstrutschotter zurückzukommen —, annehmen, dass diese eben wegen dieses Gehaltes und wegen ihrer sehr viel tieferen Lage (in nur 75 Fuss über der heutigen Saale) sehr viel jünger, und zwar, da sie nach dem oben gelieferten Nachweis noch von Moränen bedeckt werden, entweder glacial oder interglacial sind. Die älteren Beobachtungen von Schmid und die von mir, dass sie auch nordisches Material führen, dürften darum wohl auch durch die oben geforderten erneuten Nachforschungen nur bestätigt werden.

Die Frage, ob die die präglacialen Schotter des Himmelreichs und des von von Fritsch nachgewiesenen Freiburg-Merseburger Unstrutlaufs bedeckende Moräne, sowie diejenige von dem Naumburger Sperlingsholz derselben Eiszeit angehört wie die Moräne über dem Poserna-Schkeuditzer Schotter, oder ob, wie es von Fritsch auch schon für andere Fälle [1]) vermuthet und wahrscheinlich gemacht hat, auch in Thüringen zwei verschieden alte Moränen vorhanden sind, lassen wir für jetzt unerörtert.

[1]) Die zwei »Geschiebemergel«, die er in der oben genannten Arbeit aus der Kiesgrube im Bornthal beschrieben hat, konnte ich allerdings, wie ich auch schon an anderer Stelle ausgesprochen habe, nicht mit befriedigender Sicherheit als Geschiebemergel anerkennen.

Abhandlungen

von

ausserhalb der Königl. geologischen Landesanstalt stehenden Personen.



Das Untercarbon von Magdeburg-Neustadt und seine Fauna.

Von Herrn **W. Wolterstorff** in Magdeburg.

(Hierzu Tafel II und III.)

Einleitung.

Die Bodenverhältnisse der Magdeburger Gegend sind insbesondere seit 1870 häufig Gegenstand wissenschaftlicher Forschung gewesen. Die Quartärablagerungen hat WAHNSCHAFFE in seiner für das Verständniss des hiesigen Diluviums so werthvollen Abhandlung [1]) eingehend geschildert, das Unteroligocän und seine reiche Molluskenfauna in VON KOENEN's grossem Werke [2]) die verdiente Würdigung erfahren, mit dem Palaeozoicum und namentlich den Eruptivgesteinen der Gegend von Neuhaldensleben beschäftigt sich eine wichtige Arbeit KLOCKMANN's [3]), während SCHREIBER viele Jahre hindurch die Lagerungsverhältnisse des Untergrundes Magdeburg's und seiner Vorstädte sorgfältig unter-

[1]) F. WAHNSCHAFFE, Die Quartärbildungen der Umgegend von Magdeburg, mit besonderer Berücksichtigung der Börde. Abhandl. d. Königl. Geol. Landesanstalt Band VII, Heft 1, 1885.

[2]) A. VON KOENEN, Das norddeutsche Unteroligocän und seine Molluskenfauna. Abhandl. d. Königl. Geol. Landesanstalt Band X, Heft 1—7, 1890—1894.

[3]) F. KLOCKMANN, Der geologische Aufbau des sogenannten Magdeburger Uferrandes mit besonderer Berücksichtigung der auftretenden Eruptivgesteine. Dieses Jahrb. 1890, Berlin 1892, S. 118—256.

suchte und die Resultate seiner Forschungen in zahlreichen Abhandlungen, auf welche im Nachfolgenden fortgesetzt Bezug genommen wird, im Jahresbericht bezw. den Abhandlungen des Naturwissenschaftlichen Vereins veröffentlichte. Auf ein vollständiges Verzeichniss der geologischen Litteratur unserer Gegend kann an diesem Orte verzichtet werden, da die genannten Werke alle diesbezüglichen Publicationen allgemeineren Inhalts aufzählen.

Die Umgebung Magdeburg's gehört ihrem geologischen Aufbau nach durchaus dem subhercynischen Hügellande an, wenngleich die Oberflächenbeschaffenheit das Gegentheil vermuthen lässt, und wird bei älteren Geologen als Magdeburg-Harzer Becken oder Magdeburg-Halberstädter Mulde bezeichnet. Gemäss der älteren Auffassung, welche diese Mulde als ein ehemaliges, während der Triasperiode abgeschlossenes, nur nach NW. geöffnetes Meeresbecken betrachtete, wurden die Grauwackenschichten, welche als älteste Glieder am Nordrand der Mulde in langgestreckten Zügen von Magdeburg bis Flechtingen die Nordgrenze des imaginären Beckens bilden, früher wohl als Magdeburger Uferrand bezeichnet [1]).

Dieses theilweise abgeschlossene Meeresbecken hat aber in Wahrheit weder zur Dyas- noch zur Triaszeit bestanden! Denn Zechstein ist bereits dicht nördlich von Vahldorf, jenseits der Grauwackenregion, wieder erschlossen und Salzlagerstätten finden sich so gut wie bei Stassfurt noch bei Sperenberg und in Mecklenburg, Triasschichten aber z. B. in der Altmark und bei Rüdersdorf wieder [2]). Der Magdeburger Grauwackenzug [3]) mag schon zur Zeit der Ablagerung der Salzlagerstätten von Stassfurt in ähnlicher Gestalt wie heute bestanden, eine seichte Meeresstelle bezeichnet haben; eine trennende Schranke gegen das ganze übrige Norddeutschland bildete er nicht und hat daher auf die Bezeichnung

[1]) Vergl. Klockmann, l. c. S. 250 ff., und Lossen, Der Boden der Stadt Berlin, in Reinigung und Entwässerung Berlin's, Heft XIII, 1879, S. 721 ff.

[2]) Vergl. Klockmann, l. c. 249 ff.

[3]) Oder Grauwackevorsprung. Ewald, Geologische Karte der Provinz Sachsen von Magdeburg bis zum Harz, Berlin 1865. Ewald's Karte ist zum Verständniss der allgemeinen Verhältnisse des Gebietes unentbehrlich.

als Magdeburger Uferrand keinen Anspruch, vielmehr kann ich KLOCKMANN nur beipflichten, wenn er den Höhenzug als Bruchrand einer paläozoischen Gebirgsscholle, analog dem Harz, auffasst.

Sehen wir von dem isolirten Zechsteinvorkommen bei Vahldorf ab, so folgen bei Magdeburg von N. nach S. in der Richtung auf Stassfurt die Schichten des Palaeozoicum und der Trias in nachstehender Reihenfolge aufeinander:

Grauwacke.
Rothliegendes mit Eruptivgesteinen.
Zechstein und Steinsalz.
Buntsandstein.
Muschelkalk.
Keuper.

Jura- und Kreideschichten sind in unserer Gegend, abgesehen von einem Vorkommen bei Gr.-Rodensleben, erst bei Helmstedt nachgewiesen.

Die Vertiefungen zwischen den älteren Gesteinen sind mit Ablagerungen des Tertiärs und namentlich des Diluviums ausgefüllt. Letzteres bedeckt auch z. Th. ausgedehnte Flächen.

An diesem Orte beanspruchen nur die Schichten der Grauwacke unserer Gegend nähere Besprechung.

Die Culmgrauwacke lässt sich in einem langen, doch fast nirgends im Terrain auffällig hervortretenden Zuge von Magdeburg bis Flechtingen verfolgen; wenn man das Vorkommen bei Gommern, wo ein Quarzit ungewissen Alters unter Alluvium, Diluvium und Tertiär (theilweise) in gewaltigen Steinbrüchen erschlossen ist, unberücksichtigt lässt.

Im NW. des Gebietes, besonders in der Gegend von Althaldensleben bis Rottmersleben, bildet die Grauwacke einen einheitlichen, in den Thälern der Olve und Bever zusammenhängend aufgeschlossenen Gebirgsrücken. Die hangendsten Glieder bei Gr.-Rottmersleben sind nach KLOCKMANN echte, nur durch Eisenoxyd röthlich gefärbte Grauwacken, ausgezeichnet durch eingesprengte Kieselschieferbrocken. Die petrographische Ausbildung der tieferen Schichten ist ziemlich eintörmig. »Es sind vorzugs-

weise Grauwacken und Grauwackenschiefer, in mehr oder minder dicken Bänken geschichtet, vorhanden, vom selben Aussehen wie etwa die entsprechenden Gesteine der Umgebung von Clausthal. In den Steinbrüchen längs der Olve und Bever sind dieselben durchweg recht frisch, von bläulich-grauer Farbe auf dem Bruch, an anderen Stellen nehmen sie recht oft einen bräunlichen Farbenton an. Im Allgemeinen sind die Grauwacken feinkörnig struirt, sodass noch eben die Gemengtheile: Quarz, Kieselschiefer, Thonschiefer, ab und zu kleine Feldspathkörnchen erkannt werden können. Eine conglomeratische Ausbildung ist selten, wie denn die einzelnen Gemengtheile selten Erbsengrösse übersteigen«[1]. Zwischen der Ohre, Elbe und Magdeburg-Olvenstedt sind die Grauwackenschichten nur mit Unterbrechungen aufgeschlossen. Schreiber gliedert die einzelnen Vorkommnisse vornehmlich nach stratigraphischen Gesichtspunkten in mehrere Züge oder Höhenrücken. Bei den von Klockmann betonten ausserordentlich verwickelten tektonischen Verhältnissen ist Festlegung der Züge sehr schwierig, wo directe Aufeinanderfolge der Schichten nicht zu beobachten ist. Im Allgemeinen ist ja das Streichen nordwestlich bis westnordwestlich, da man es aber mit einem Grauwackengebirge zu thun hat, das naturgemäss mit vielen Unregelmässigkeiten aufgeschichtet worden ist, die im Grossen wie im Kleinen oft die Kreuzschichtung zur Geltung bringen, ist ein häufiger Wechsel der Streichungsrichtung und des Einfallwinkels zu beobachten. In der Arbeit: »Die Bodenverhältnisse zwischen Magdeburg und Burg«[2] unterscheidet Schreiber im Culm 3 Höhenrücken, deren südlichster am Krökenthor und alten Schrotdorfer Thor erschlossen ist, während in dem zweiten bei Neustadt-Magdeburg grossartige Steinbrüche angelegt sind[3]) und der dritte, nördlichste, nur durch Bohrungen bezw. Ausschachtungen im Elb-

[1]) Klockmann, l. c. S. 135.

[2]) Abhandl. des naturwissenschaftl. Vereins Magdeburg 1872, S. 28.

[3]) Alle diese Aufschlüsse und Brüche sind jetzt verschüttet, nur ein Bruch in der Neustadt auf dem Terrain der »Wilhelma« ist noch erhalten geblieben und zu »Gebirgsanlagen« umgewandelt.

bett nachgewiesen die Pfeiler der neuen, 1872 erbauten Eisenbahnbrücke nach Burg trägt. In »der Untergrund der Stadt Magdeburg« [1]) werden wieder 3 Rücken erwähnt, aber nur der nördlichste, die Eisenbahnbrücke nach Burg tragende und der südlichste näher gekennzeichnet, welcher in der alten Elbe unterhalb der Friedrichsstadt bei niedrigem Wasserstand hervortritt und ohne Zweifel als letzte Fortsetzung der Schichten des Krökenthors und Schrotdorfer Thors zu betrachten ist.

In SCHREIBER's späterer Arbeit: »Ueber ein altes, durch den Hafenbau bei Magdeburg aufgedecktes Elbstrombett« [2]) werden für das engere Magdeburg-Neustädter Gebiet nur noch 2 Felsrücken im Culm unterschieden; der Grauwackenzug, welcher an der Eisenbahnbrücke erschlossen ist, wird jetzt im Gegensatz zu der früheren Auffassung als Fortsetzung des Culmzuges der alten Neustadt, von welchem er bisher stets geschieden wurde, gekennzeichnet.

In der folgenden Arbeit: »Die Verbreitung der Grauwackenformation im Untergrunde Magdeburg's« im gleichen Jahresbericht S. 60 charakterisirt SCHREIBER die Verbreitung des Culms folgendermaassen: »In diesem (soweit Steinbruch- und Brunnentiefe für die Beobachtung reichen) $1^1/_2$ Meilen breiten Felsengürtel lassen sich auf Grund der bei Magdeburg gemachten Beobachtungen und der weiter westlich gegebenen Aufschlüsse drei Längsrücken unterscheiden, welche an einzelnen Punkten über die Deckschicht hervorragen oder doch in nicht zu grosser Tiefe unter derselben entlang streichen, und zwischen denen sich Längsthäler hinziehen, deren Tiefe nicht ermittelt ist. Der südlichste dieser Grauwackenhöhenzüge ist durch folgende Punkte bestimmt: N. der Altstadt Magdeburg, Olvenstedt, Gr.-Rottmersleben-Hundisburg; der mittelste durch die Punkte Magdeburg-Neustadt, Ebendorf, Dahlenwarsleben, Althaldensleben; der nördlichste ist bestimmt durch Barleben, Vahldorf«.

Mir selbst sind die Vorkommen von Barleben und Vahldorf

[1]) Abhandl. des naturwissenschaftl. Vereins für 1873, S. 15.
[2]) Jahresbericht und Abhandl. des Naturwissenschaftl. Vereins für 1891, S. 49.

von Augenschein noch nicht bekannt und wage ich kein Urtheil, ob die Grauwacke bei Barleben überhaupt die Bezeichnung eines besonderen Rückens verdient oder nicht einfach den nördlichsten Vorsprung der bei Ebendorf erschlossenen Schichten darstellt. Das Vahldorfer ganz isolirte Vorkommen aber erheischt meines Erachtens gesonderte Prüfung für sich, auch mit Rücksicht auf die Aufschlüsse von Zechstein in nächster Nähe.

Jedenfalls spricht aber die absolute Uebereinstimmung der petrographischen Ausbildung und der Flora, sowie die Streichrichtung der im Hafen erschlossenen Schichten, im Allgemeinen O.—W. für Schreiber's letzthin ausgesprochene Ansicht, dass der Culm in den Grauwackenbrüchen der Neustadt die unmittelbare Fortsetzung der Hafenschichten ist.

Ich unterscheide demnach, ohne über Barleben und Vahldorf vorerst ein Urtheil zu wagen, in der Magdeburg-Neustädter Grauwacke zwei stratigraphisch und petrographisch geschiedene Züge. Den südlichen, mit röthlich gefärbten Grauwacken und häufig mit Conglomeraten, habe ich selbst in der alten Elbe unterhalb der Friedrichsstadt, am Krökenthor und in seiner Nähe, in Kanalausschachtungen, in den grossen Steinbrüchen an der Düppeler Mühle — hier bildet die Grauwacke eine deutliche Terrainkante und steht an der Chaussee nach Olvenstedt an der Oberfläche zu Tage —, sowie bei Olvenstedt untersuchen können, nach Klockmann ist er noch bei Gr.-Rottmersleben durch seine rothe Färbung abgehoben. Die grösste Breitenausdehnung an der Oberfläche dürfte er bei Olvenstedt erreichen.

Der nördliche Zug, mit meist typischer, blaugrau gefärbter, feinkörniger Grauwacke und schwarzen Thonschieferzwischenlagen, beginnt an der Eisenbahnbrücke und im neuen Hafen, und ist hier auf einer Strecke von 500 Meter aufgedeckt, setzt sich über die Neustadt — hier von mir selbst beobachtet im nördlichen Theil der Hohepfortestrasse, in den alten Brüchen an der Wilhelma nördlich und südlich vom Breitenweg — und Ebendorf, Dahlenwarsleben nach Dönstädt, Hundisburg, Althaldensleben fort. Hier, zwischen Dönstädt und Althaldensleben, dürfte der Zug seine

grösste Breite erreichen. Ueber die westliche Fortsetzung bei Flechtingen vergl. KLOCKMANN, l. c.

Auf die Dyasbildungen, welche im O. wie im W. des Gebietes oft unmittelbar auf die Culmbildungen folgen, sei hier nur kurz hingewiesen.

In Magdeburg selbst ist nur ein Glied des Rothliegenden, feinkörniger rother Sandstein, welcher leicht verwittert und keine Versteinerungen führt, nachgewiesen.

Das Untercarbon von Magdeburg-Neustadt.

Im Vorhergehenden wurde die Magdeburger Grauwacke, dem Vorgang ANDREÄ's, EWALD's, SCHREIBER's folgend, schlechthin als Culm bezeichnet auf Grund der petrographischen Merkmale und der Pflanzeneinschlüsse, von welchen ANDREÄ nachstehende Arten anführt [1]): *Calamites tuberculatus*, *transitionis*, *cannaeformis*, *remotissimus*, *Knorria Jugleri*, *imbricata*, *Lepidodendron Veltheimianum* [2]). Doch ist die Bedeutung dieser Pflanzenreste in den letzten Jahren angezweifelt worden. Unter denselben Bezeichnungen oder Synonymen wurden Pflanzen aus wirklich oder vermeintlich devonischen Schichten aufgeführt. Die Forscher, welche im Harz Schichten mit den gleichen Pflanzen theils zum Culm, theils zum Devon rechneten, mussten es für zweifelhaft halten, wohin die Magdeburger Grauwacke zu zählen sei. WEISS hat das mündlich ausgesprochen, wie mir Herr Prof. VON FRITSCH mitgetheilt hat.

In der Litteratur sind diese Bedenken allerdings nur zweimal zum Ausdruck gelangt. LOSSEN, in »Der Boden der Stadt Berlin« 1879, S. 721, bezeichnet die Ablagerungen als untercarbonischen oder noch höheren Alters. KLOCKMANN schreibt [3]): »Der Mangel jeglicher fossilen Thierreste und nur das gelegentliche, auf Culm hinweisende Vorkommen von Pflanzenabdrücken lassen keine sichere Entscheidung zu, ob bei der sonstigen Analogie mit dem

---

[1]) Botanische Zeitung 9. Jahrg. 1851, S. 202 ff.

[2]) Vergl. aber die unten folgende Revision der Pflanzenreste durch Dr. POTONIÉ.

[3]) l. c., S. 132.

Harz nicht auch einzelne Theile dieses »Culms« zum Devon, oder, wie die rothen Grauwacken und Sandsteine von Olvenstedt etc. in das obere Carbon zu stellen sind«. Während diese Arbeit noch im Druck war, ermöglichte es mir die glückliche Entdeckung mariner Thierreste im Hafen, die Magdeburger Grauwacke mit Sicherheit dem Untercarbon zuzuweisen, wenigstens den oben beschriebenen Zug typischer blaugrauer Grauwacke, welcher von Hundisburg und Althaldensleben bis Magdeburg-Neustadt und dem Hafen sich verfolgen lässt.

In Magdeburg-Neustadt ist dieser Grauwackenzug nach Schreiber's Aufzeichnungen längs des Breitenwegs auf eine Strecke von 700 Meter nachgewiesen, theils durch die Steinbrüche, theils durch Kanalanlagen [1]). »Die Grauwacke steht nämlich bereits 100 Meter südlich vom Eisenbahnübergange bei + 44,675 Meter (Normalpegel = 40,87 Meter unter Null des Magdeburger Pegels) an, am Eisenbahnübergange selbst bei + 46,049, 170 Meter weiter bei + 46,352, 170 Meter weiter steigt sie zu ihrer Gipfelhöhe: + 48,873, buchtet sich bis zur Mittagstrasse um mehr denn 20 Meter ein und erhebt sich an diesem Punkte wieder auf + 47,094; darüber hinaus nördlich und nordöstlich ist sie nur noch an wenigen Stellen der Neustadt, nämlich Nachtweiden- und Heinrichsstrassen-Ecke, ferner Nachtweidenstrasse 55 und 71 bei + 42,569 Meter durch Brunnenbohrungen nachgewiesen« [2]).

Die Grauwackenschichten streichen in dem (jetzt verschütteten) Steinbruch gegenüber der »Wilhelma« am Breitenweg bei einem Fallwinkel von 36° S. nach W. 6° S. Girard, l. c., S. 130, giebt für alle Brüche der Neustadt ein Streichen von h. $4^1/_2$ und ein Fallen von 30° S. an. Ich selbst beobachtete in dem zu Gebirgsanlagen umgewandelten Steinbruch, an dem einzig noch zugänglichen, unvollkommenen Aufschluss an der »Wilhelma« ein Einfallen nach SO. bis S. unter ca. 30°, das Streichen beträgt

[1]) Verbreitung der Grauwackeformation im Untergrunde Magdeburg's. Jahresber. d. Naturwissensch. Vereins für 1891, S. 61.

[2]) Die Beziehungen der letzteren, in $6^1/_2$ und 7 Meter Tiefe beobachteten, aber s. Z. von keinem Kenner controlirten Vorkommen zu dem Hauptzuge lasse ich dahin gestellt. Wolt.

SW. bis W. In nahezu gleicher Streichrichtung treffen wir in ihrer Fortsetzung, wie die Berechnungen ergeben, die Grauwacke und Thonschiefer des Hafens an, es kann daher an ihrer Gleichaltrigkeit kein Zweifel bestehen. Herr Professor SCHREIBER, welcher Gelegenheit hatte, die Höhenlage und Verbreitung der Grauwacke in diesem Gebiet nach den Bohrregistern und von Anbeginn der Ausschachtungen ab zu prüfen [1]) und welchem auch die Ergebnisse der älteren Bohrungen für den Bau der Eisenbahnbrücke zur Verfügung standen, theilt hierüber mit [2]): »Im Elbbett steht dieser Felsrücken in der Nähe des ersten linksseitigen Brückenpfeilers bei + 39,66 Meter, in der Nähe des zweiten bei + 36,67 Meter an; weiter westlich bei Ausschachtung des nahe belegenen Hafens macht sich seine beträchtliche Breitenausdehnung von 600 Meter bemerkbar. Bohrversuche ermittelten ihn 750 Meter nördlich vom Südende des Hafens bei + 39,62 Meter, 100 Meter weiter sank er zu einer muldenförmigen Vertiefung bis + 38,47 Meter, erhob sich dann 100 Meter weiter bis auf + 41,2 Meter, sank 100 Meter weiter auf 39,61 Meter und bei 1250 Meter Entfernung vom Südende des Hafens auf + 35,65 Meter ein« [3]). Da die Gipfelhöhe des Grauwackerückens in der Neustadt 48,873 Meter beträgt, so fällt er zur Elbe um 9,21 Meter ab.

Mir selbst war es erst im November 1891, als einige auffallende Funde das allgemeine wissenschaftliche Interesse auf die Hafenanlagen lenkten, vergönnt, Dank der Anregung des Herrn Professor SCHREIBER und dem Entgegenkommen der Städtischen Bauverwaltung, die grossartigen Ausschachtungen im Hafenterrain studiren zu können. Seitdem habe ich bis Ende October 1892, zu welcher Zeit die letzten Dämme durchstossen wurden, zahlreiche Excursionen in das Hafengebiet unternommen, soweit die

[1]) Die Hafenanlage bei Magdeburg-Neustadt. Jahresber. für 1891, S. 91.

[2]) Verbreitung der Grauwacke. Magdeburg, Jahresber. für 1891, S. 61.

[3]) Die Breite von 600 Meter ist in Folge eines Rechenfehlers zu hoch angegeben, aus der Abhandlung ergeben sich nur 500 Meter, doch ist auch diese Zahl zu hoch gegriffen. In Wirklichkeit lassen sich die Schichten nur auf eine Strecke von 500 Meter in einem Winkel von 35° zur Streichrichtung verfolgen. Rechtwinklig zur Streichrichtung gemessen, beträgt die Breite des Rückens daher nur ca. 400 Meter.

lang andauernden Hochwasser die Arbeiten im Terrain gestatteten, und kehrte selten ohne neue Funde zurück. Der verhältnissmässig begrenzte Raum, welcher seit Herbst 1891 noch der Beobachtung zugänglich war, erwies sich als eine schier unerschöpfliche Fundgrube aus den verschiedensten Gebieten der Geologie und selbst der Urgeschichte der Menschheit. Ueber die Auffindung prähistorischer Lanzenspitzen, eines muthmaasslich vorgeschichtlichen Einbaumes, zahlreicher alluvialer und diluvialer Säugethierknochen — hierunter Mammuth, Riesenhirsch, Auerochs —, diluvialer erratischer Blöcke berichteten Prof. Schreiber und ich bereits im Jahresbericht d. Naturw. Vereins für 1891 [1]).

Im Sommer 1892 wurden auch tertiäre und alluviale Conchylien beobachtet, die erste marine Versteinerung des Untercarbons, ein *Pecten*, ward im Juli auf einer gemeinsamen Begehung von meinem Freunde H. Breddin entdeckt. Seitdem förderten die fortgesetzten Nachforschungen in den Thonschieferbänken nach und nach ein ziemlich reiches Material zu Tage [2]).

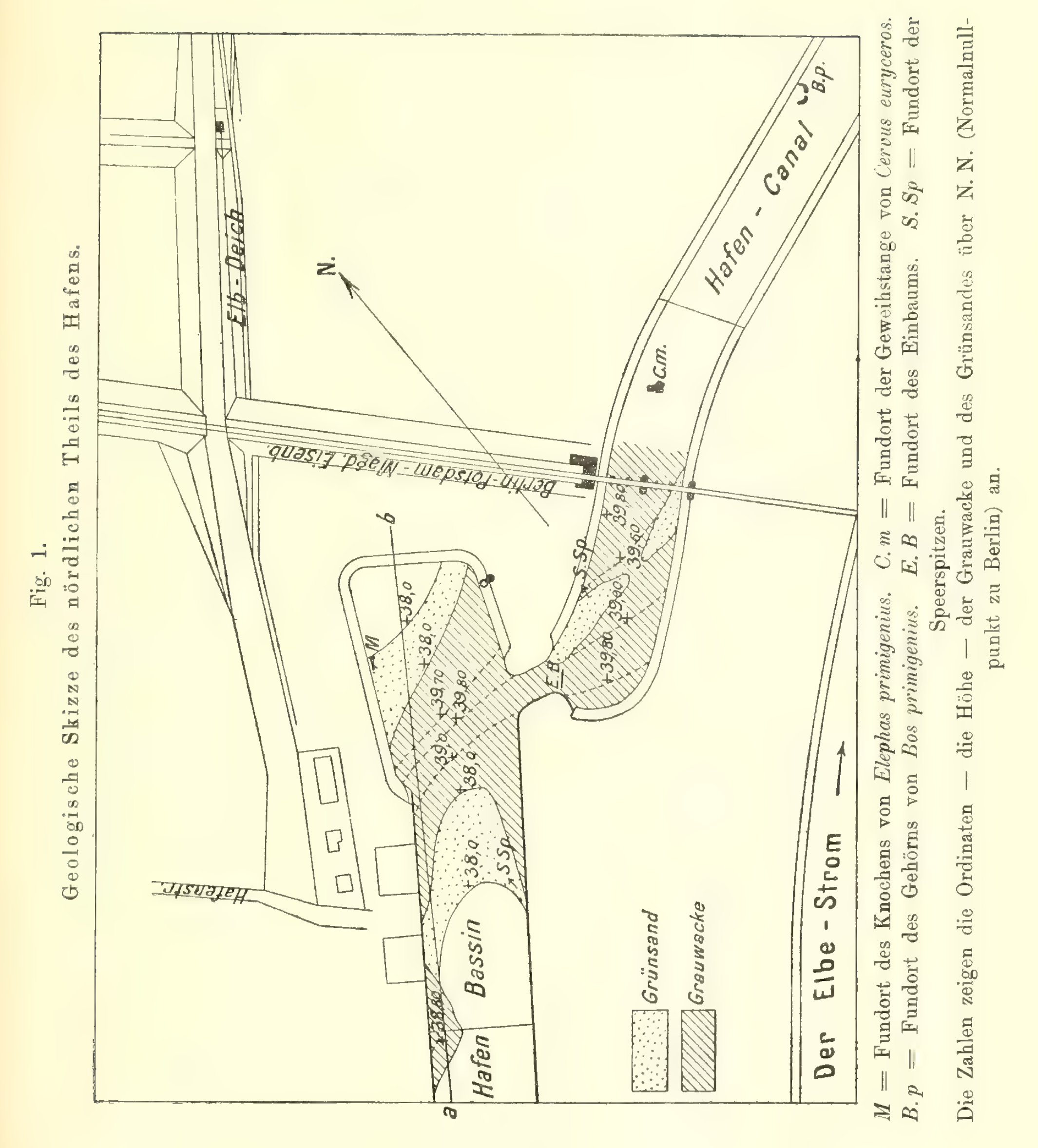
Die Lagerungsverhältnisse des Hafens sind folgende: In der grösseren südlichen Hälfte desselben wurden bis zur Sohle nur alluviale Schichten, Sand und Kies, nachgewiesen. Der nördliche Theil wird von dem erwähnten 400 Meter breiten Grauwackenzuge durchsetzt, welcher nach W. resp. W. 6° S. streicht und wechselnd unter 20 bis 75°, meist aber unter ca. 60°, nach S. bezw. S. 6° O. einfällt, zuerst nur einen breiten Vorsprung an der Westseite des Bassins bildet (siehe Fig. 1) [3]), dann im Bassin auf eine grössere Strecke zusammenhängend zu Tage tritt, während er dicht daneben im Hafenkanal durch eine Vertiefung, die wohl eine kleine Verwerfung andeutet, unterbrochen ist. Zu

[1]) Schreiber, Ueber ein altes, durch den Hafenbau bei Magdeburg aufgedecktes Elbstrombett S. 49 und Wolterstorff, Der Neustädter Hafen und seine Fauna S. 69.

[2]) Vergl. Wolterstorff, Die Meeresfauna der Magdeburger Grauwacke. Festschrift d. Naturw. Vereins 1894, II, S. 17. Siehe auch »Mittheilung über die Entdeckung einer Meeresfauna in der Magdeburger Grauwacke, Jahresber. Magdeburg's für 1892, S. 273.

[3]) Gezeichnet von Herrn Ingenieur Gadow, Winter 1889/92, entnommen aus meiner Arbeit: »Der Neustädter Hafen und seine Fauna«.

Fig. 1.
Geologische Skizze des nördlichen Theils des Hafens.



M = Fundort des Knochens von *Elephas primigenius*. *C. m* = Fundort der Geweihstange von *Cervus euryceros*. *B. p* = Fundort des Gehörns von *Bos primigenius*. *E. B* = Fundort des Einbaums. *S. Sp* = Fundort der Speerspitzen.

Die Zahlen zeigen die Ordinaten — die Höhe — der Grauwacke und des Grünsandes über N. N. (Normalnullpunkt zu Berlin) an.

beiden Seiten des Grauwackenrückens ist unter dem Schutz der Felsenkämme Tertiär, kein eigentlicher Grünsand, sondern meist ein Gemenge von Thon und Sand, erhalten geblieben. Hand-

stücke lassen beide Bestandtheile neben einander öfter wohl erkennen. Aehnliches Material scheint in früherer Zeit auch in den Brüchen der Neustadt beobachtet zu sein. Mit dem gleichen Material ist auch die kleine Vertiefung ausgefüllt, kleine Massen

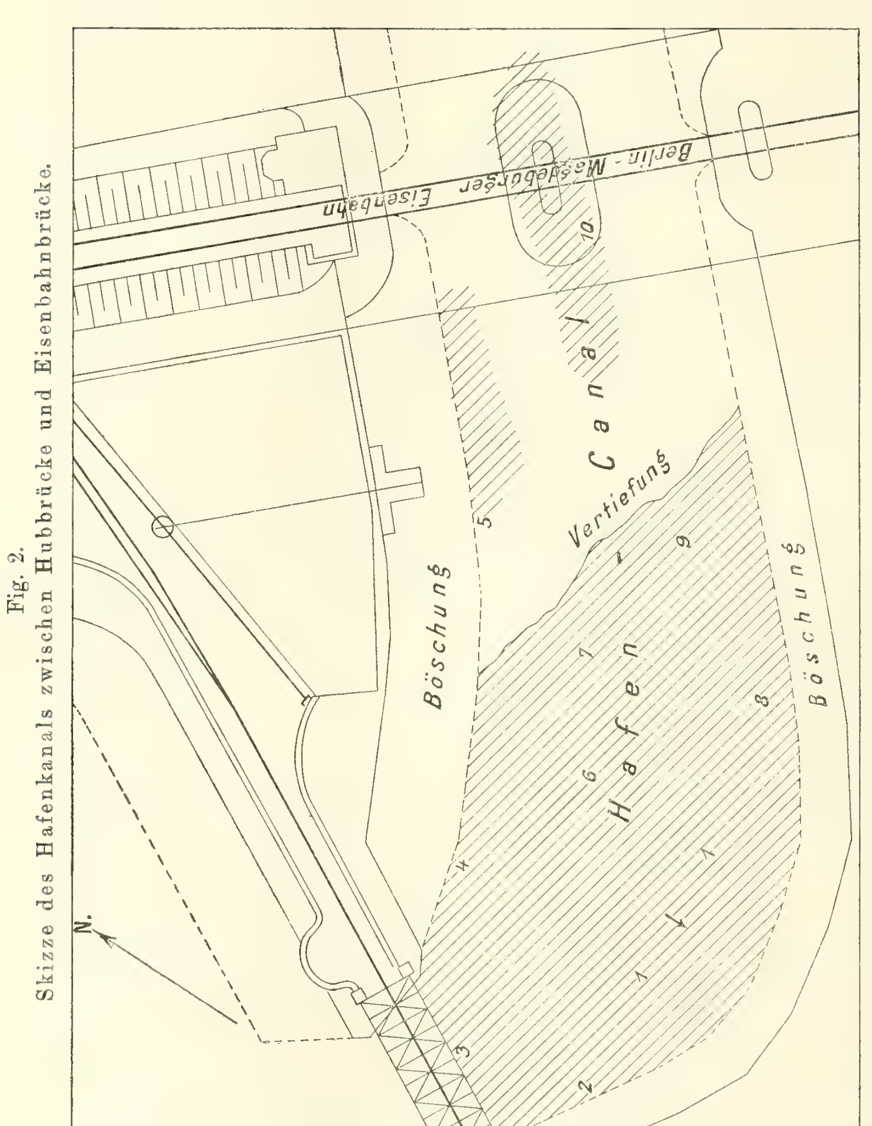
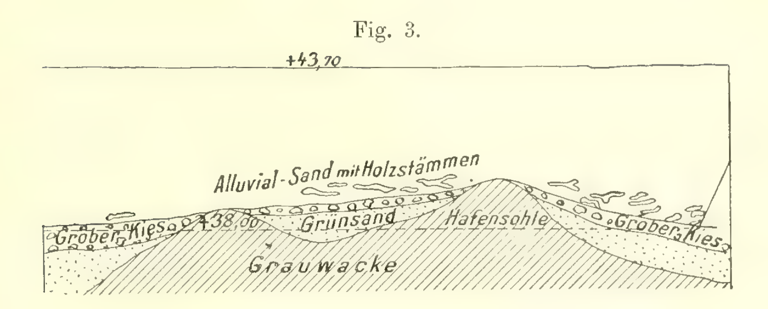


Fig. 2.
Skizze des Hafenkanals zwischen Hubbrücke und Eisenbahnbrücke.

1. Schutthalden im Hafenkanal. 2. Bei der Pumpe. 3. Hubbrücke. 4. Nordwestrand des Kanals an der Hubbrücke. 5. Nordwestrand des Kanals näher der Eisenbahnbrücke. 6. Mitteltheil des Kanals, näher der Pumpe. 7. Mitteltheil des Kanals. 8. Steinhaufen (Schutthalde) am Ostrand des Kanals. 9. Mitteltheil, weiter nördlich Ostseite des Kanals. 10. Am Eisenbahnbrückenpfeiler.

Fig. 3.



von Tertiär fanden sich auch sonst zum Theil in Spalten der Grauwacke, hin und wieder mit Versteinerungen, als *Lamna*, *Carcharodon*, *Ostrea*, *Leda Deshayesiana*. Letztere Art beweist das mitteloligocäne Alter. Diese Funde wurden erst im Sommer 1892 bei der weiteren Ausschachtung des Hafenkanals, dessen Sohle zu dieser Zeit noch um 2 Meter vertieft wurde, gemacht. Die erwähnten jungalluvialen Süsswasserconchylien fanden sich u. a. am Nordostrande des Hafenkanals an den Kanalböschungen, in schmalen Schlickbändern, mehrere Meter über der Sohle und sind wohl nur wenige 100 Jahr alt.

Ueberhaupt liegen Thier- und Pflanzenreste im ganzen Gebiet innig vergesellschaftet vor, ein Unterschied mag höchstens darin bestehen, dass die Pflanzen, z. B. *Lepidodendron* und *Calamites*, welche oft $^1/_2$ Meter Länge überschreiten, in den harten Grauwackenbänken, die Thierreste in den dazwischen liegenden Thonschieferlagen besser erhalten und häufiger sind. Ein äusserlicher Unterschied von den Grauwackenbrüchen in der Neustadt, Ebendorf u. a. darf nicht unerwähnt bleiben. Die im Hafen erschlossenen Schichten führen sehr viel Thonschieferlagen, die Grauwacken treten zurück und sind zum Bau wenig geeignet.

Die späte Entdeckung der marinen Petrefacten erklärt sich aus dem im frischen, beschmutzten Zustande sehr unansehnlichen und meist mangelhaften Erhaltungszustande. Es bedurfte grosser Anstrengungen, um den bauleitenden Herren Beamten und den Arbeitern klar zu machen, worum es sich für mich handelte. So war ich lange Zeit ganz auf eigenes Suchen und die Unterstützung eifriger Freunde und Schüler, unter welchen sich stets Herr

Heinrich Breddin besonderes Verdienst im Sammeln erwarb, angewiesen.

Leider ist der Erhaltungszustand der Thierreste verhältnissmässig recht ungünstig, viele Artbestimmungen sind nur halbwegs gesichert, Irrthümer keineswegs ausgeschlossen. Die feinere Sculptur ist oft zerstört, die Objecte sind meist gequetscht oder in Bruchstücken erhalten. Das erschwert die Bestimmung ungemein und daher enttäuschte das so viel versprechende Material manchen Fachgenossen und selbst Specialisten bei eingehender Prüfung!

Immerhin liess schon die erste Untersuchung eines Theiles der Fossilien, welche ich Mai 1893 mit gütigem Beistand des Herrn Geheimrath v. Fritsch in Halle vornahm, *Orthoceras striolatum* und andere charakteristische Arten erkennen und wurde hierdurch das untercarbonische Alter der Neustädter Grauwacke bewiesen. Gleichzeitig liess sich aber constatiren, dass die Magdeburger Fauna, bei ausgesprochen untercarbonischem Charakter, doch mit keiner der bekannten deutschen Culm- oder Kohlenkalkfaunen nähere Uebereinstimmung aufweist. Die erforderliche, zeitraubende Bestimmung des Materials musste mit Rücksicht auf das Fehlen guten Vergleichsmaterials und ausreichender Litteratur in unseren noch kleinen Sammlungen auswärts, in der Sammlung der Geologischen Landesanstalt in Berlin, im dortigen Kgl. Museum für Naturkunde, in den Geologischen Instituten Halle, Göttingen, Strassburg erfolgen, auch die Sammlungen der Bergschule in Clausthal und des Geologischen Instituts Marburg wurden zu diesem Behuf besucht. Allen den Herren, welche dort mit Rath und That mich zu unterstützen die Güte hatten, insbesondere dem Herrn Geh. Oberbergrath Hauchecorne, Director der Geologischen Landesanstalt, den Herren Professor Beyschlag, Ebert, Jäckel, Dr. Beushausen, Dr. Böhm, Dr. Eberdt, Dr. Potonié u. a. in Berlin, Herrn Geh. Bergrath Prof. v. Koenen in Göttingen, Herrn Prof. Benecke, Dr. Tornquist in Strassburg, Prof. Kayser in Marburg und Prof. Klockmann in Clausthal, ebenso den Herren Prof. Frech in Breslau und Prof. Holzapfel in Aachen, welche mir brieflich ihre Rathschläge zukommen liessen, den Herren Henry Woodward, Director der Geol. Abth. des British Museum,

G. Ch. Crick, Dr. A. H. Foord, Wh. Hind, G. J. Hinde, welche mich mit Litteratur unterstützten und meinem Freunde Herrn Wobick, welcher mir beim Sichten des Materials und der Correctur hülfreiche Hand leistete, auch an dieser Stelle meinen tiefgefühlten und herzlichen Dank auszusprechen, ist mir eine angenehme Pflicht.

Ganz besonders zu Dank verpflichtet bin ich aber meinem hochverehrten Lehrer, Herrn Geh. Regierungsrath Professor Freiherrn v. Fritsch für seine Rathschläge und Winke.

Palaeontologischer Theil.

a. Thiere.

Listracanthus cf. Beyrichi v. Koenen.

Taf. II, Fig. 1a, b und 2a, b.

1879. *Listracanthus Beyrichi* v. Koenen. Culmfauna von Herborn. N. Jahrb. Min. S. 341, Taf. VII, Fig. 7a, b.

In der »Palaeontology of Illinois, Description of Vertebrates« [1]) beschrieben J. S. Newberry und A. H. Worthen auf S. 371 eigenthümliche verknöcherte Gebilde als Flossenstachel eines Fisches unter dem Gattungsnamen *Listracanthus*. Die Diagnose lautet in Uebersetzung: »Flossenstachel klein, leicht gebogen, abgeflacht, dünn. Seiten mit zahlreichen scharfen Längsleisten ausgestattet, die Kanten mit vielen divergirenden schlanken und spitzen Zähnen besetzt, welche am convexen Rande am zahlreichsten und grössten sind. Die Basis verbreitert sich plötzlich und ist schräg abgestumpft.« »Diese Stacheln sind von allen bisher beschriebenen beträchtlich verschieden. Sie sind auf den Seiten markirt wie *Leptacanthus*, aber flacher, kürzer und oben rascher verschmälert, während die dornartigen, divergirenden Zähne beider Ränder sie auf den ersten Blick unterscheiden lassen. Die Basis ist verschieden von jener der meisten Vertheidigungsstacheln, sie ist plötzlich abgestumpft und verbreitert, ein Beweis, dass sie auf der Oberfläche aufsass und die Integumente nicht durchdrang.«

[1]) Geological Survey of Illinois, Vol. IV, 1870, S. 346—374. Vergleiche auch Geological Survey of Ohio, Bericht über die Geologische Aufnahme von Ohio 1874. Bd. 2. Palaeontologie. Newberry, Beschreibung der fossilen Fische, S. 332, Columbus, Ohio. (Deutsch.)

In dieser Hinsicht gleichen diese Stacheln jenen von *Climatius*, sowie jenen einiger recenten mit Schuppen versehenen Fische, als *Gasterosteus*, und können als umgewandelte Schuppen oder Schädelschilder betrachtet werden. Sie waren wahrscheinlich mit ihrer breiten Basis am Rumpf oder Kopf befestigt und dienten vielleicht in gleicher Weise als Schmuck und zur Vertheidigung. Typus dieser Gattung ist der l. c. S. 372 beschriebene und auf Taf. II, Fig. 3, 3a abgebildete *Listracanthus hystrix* aus den Kohlenschichten von Vermilion County, Illinois, mit aufwärts gerichteten dornartigen Zähnchen. Die Beschreibung stützt sich auf 2 Exemplare von 3 und 1 Zoll (inches) Länge; abgebildet sind 2 Exemplare von 7 und 1 Centimeter Länge und abweichenden Proportionen. Die Dornzähnchen beider Stücke sind verschieden, wie auch im Text angegeben wird. Entgegen der Gattungsdiagnose ist das grössere Stück auf dem concaven Rande mit stärkeren und zahlreicheren Zähnchen versehen. Später gab NEWBERRY [1]) die Abbildung eines weiteren kleinen Exemplars von Ohio auf Taf. 59, Fig. 5, und die Beschreibung nebst Abbildung einer neuen Art, *Listracanthus Hildrethi* NEWB., von Marietta, Ohio, S. 56, pl. 59, Fig. 6. Letztere erst einmal beobachtete Form ist stärker gekrümmt, verhältnissmässig breiter und schärfer gekielt als die grössten Exemplare von *L. hystrix*. Der concave (innere oder hintere) Rand ist mit feinen, der convexe mit stärkeren, gesträubten Dornzähnchen besetzt. *L. hystrix* wird in diesem Bericht als häufig für Illinois und Indiana bezeichnet.

Durch die Güte des Herrn Prof. JÄCKEL wurde mir der Vergleich von 2 Exemplaren des typischen Vertreters dieser eigenartigen Fossile, *Listracanthus hystrix*, aus den coal measures von Danville, Illinois, vergönnt. Das kleinere Exemplar ist schlecht erhalten, das grössere ist an der Spitze abgebrochen, erreicht aber noch 50, ursprünglich wohl über 60 Millimeter Länge bei 6 Millimeter Wurzelbreite und stimmt gut mit der citirten Abbildung überein. Die Dornzähnchen werden nur am concaven Theil deutlich erkannt, hier aber sind sie in grosser Zahl und stärker aus-

[1]) Rep. of geol. Survey of Ohio, 1875, Vol. II, Part II, Palaeontology.

gebildet, als die Abbildung vermuthen lässt. Die charakteristische leichte Biegung des Organs ist gut ausgeprägt.

de Koninck [1]) bildet unter dem Namen *L. hystrix* ein ähnliches Gebilde aus dem phtanite des Kohlenkalks von Mons (Assise 6) ab. Nach dem mir vorliegenden Vergleichsmaterial von Nordamerika und Newberry's Abbildungen steht die Verwandtschaft dieser Art mit der belgischen, bei de Koninck vorzüglich dargestellten Form zwar ausser Zweifel, Artidentität ist jedoch meines Erachtens ausgeschlossen. Die amerikanische Form ist, von anderen Unterschieden abgesehen, nur leicht gebogen, die Zahl der Dornzähnchen am concaven Rande sehr gross, während die belgische deutlich sichelförmig geschwungen ist und weniger seitliche Ausläufer besitzt. Auch *L. Hildrethi* ist schon durch die abweichende Gestalt verschieden. Bei der räumlichen Entfernung und dem abweichenden geologischen Alter dürften beide auseinander zu halten sein. Dagegen finde ich *Listracanthus Beyrichi* v. Koenen nach der Abbildung und nach Vergleich der Originalexemplare v. Koenen's sowie zahlreicher anderer typischen Stücke von Herborn in den verschiedenen Sammlungen der belgischen Form recht ähnlich. Nur ist die Wurzel bei den Herborner Stücken noch schiefer gestellt. v. Koenen giebt als Hauptunterschied an, dass sich bei seiner Art die Strahlen auf der vorderen Seite erst nahe der Spitze, bei den belgischen schon in der Mitte der Länge loslösen. Dies scheint mir kein zwingender Grund zur Trennung. Wesentlicher könnte die geringere Anzahl der seitlichen Ausläufer bei der Herborner Form sein. Es dürfte sich empfehlen, den *Listracanthus* aus dem belgischen Kohlenkalke vorläufig als *L.* cf. *Beyrichi* zu bezeichnen, bis Vergleich der Originale ein sicheres Urtheil gestattet.

v. Koenen betrachtet im Gegensatz zu Newberry und de Koninck die fraglichen Organe nicht als Flossenstachel, sondern vergleicht sie mit schmalen Flossen, »bei welchen ja auch an der Basis, wo die Articulation mit den Flossenträgern sich befindet,

[1]) Faune du Calcaire carbonifère de Belgique 1. partie. Ann. du Mus. Royal d'hist. nat. de Belgique tome II, 1878, p. 75, pl. 5, fig. 11.

eine Verdickung durch die Gelenkköpfe vorhanden ist. Auf Flossen weist auch der zweitheilige Bau der Strahlen hin.« Diese Organe sind nach v. KOENEN zu Herborn 6—30 Millimeter lang und 2—4, an der Wurzel aber 2,5—5 Millimeter breit, und setzen sich aus 9—15 Strahlen zusammen. Die Strahlen (Längsleisten bei NEWBERRY) scheinen nicht einfach, sondern zweitheilig symmetrisch gebaut zu sein. Von unten nach oben nehmen die Flossen allmählich an Breite ab, indem ein Strahl nach dem andern seitliche Ausläufer (Dornzähnchen bei NEWBERRY) entsendet, sich dann selbst loslösst und abbiegt. Dies ist namentlich auf der inneren oder hinteren, eingebogenen Seite der Fall. Auf der vorderen Seite biegen sich bei belgischen Exemplaren schon in der Mitte, bei Herborner erst an der Spitze einige Strahlen ab. Da auch die Spitze selbst leicht aufwärts geschwungen ist, so entsteht die oben erwähnte sichelförmige Doppelkrümmung. Die Wurzel wurde zu Herborn nicht genau erkannt. Bei der von DE KONINCK gezeichneten Wurzel scheint es mir zweifelhaft, ob sie der gleichen Gattung angehört. Von dieser interessanten Flossenform liegen mir von Magdeburg 2 kleine und nicht unversehrte, aber durch ihren Erhaltungszustand werthvolle Exemplare vor, da sie nicht im Abdruck, sondern im ursprünglichen Zustande vorliegen.

Beschreibung: Exemplar 1, No. 36, Taf. II, Fig. 1a, b. An einem durchbrochenen Strahl wird deutlich erkannt, dass derselbe röhrenförmig beschaffen (und innen hohl?) war. Von zweitheilig symmetrischem Bau der Strahlen, sowie von Gliederung ist an dem Exemplar nichts deutlich wahrzunehmen, doch ist ersterer wahrscheinlich. Im Uebrigen stimmt die Flosse fast völlig mit v. KOENEN's Angabe und den Originalen überein. Doch sind die Strahlen kräftiger, weniger zahlreich, auch die Zahl der seitlichen Ausläufer ist geringer. An der Wurzel werden 8—9, unterhalb der Spitze nur noch 3—4 Strahlen erkannt, die charakteristische sichelförmige Biegung tritt scharf hervor. Mehrere Strahlen und Ausläufer sind weggebrochen, doch werden am hinteren, eingebogenen Theil 3 kurze Ausläufer genau erkannt; die Strahlen biegen sich an der Spitze auseinander. Die Länge beträgt höchstens 11, die Breite 2 Millimeter. Die sehr schief gestellte Wurzel misst

etwas über 2 Millimeter, sie hebt sich deutlich ab, ist jedoch zur Untersuchung und Abbildung nicht geeignet.

Das zweite, grössere Exemplar, No. 147, Taf. II, Fig. 2a, b. erreicht mindestens 13 Millimeter Länge bei fast 3 Millimeter grösster Breite. Der Erhaltungszustand ist ähnlich, auch hier werden einzelne durchbrochene Strahlen erkannt. Die Zahl der Strahlen beträgt am Beginn 9. Am distalen Ende werden noch wenigstens 7 Strahlen bezw. Ausläufer unterschieden. Vorher schon biegen mindestens 5—6 seitliche Ausläufer ab. Nur in vereinzelten Fällen liessen sich dieselben, bruchstückweise, genauer verfolgen. Anscheinend erreichten sie eine ziemliche Länge und dürften in Wirklichkeit etwas schlanker und zarter gewesen sein als die Abbildung zeigt. Andererseits waren sie kräftiger und weniger zahlreich als auf v. KOENEN's Zeichnung angegeben ist. Die Wurzel ist schlecht erhalten. Sie war mässig schief gestellt und fast 3 Millimeter breit.

Die Abbildungen geben die Verhältnisse im Allgemeinen richtig wieder, auf die Darstellung mancher Einzelheiten und feineren Merkmale musste leider bei der Schwierigkeit der Aufgabe verzichtet werden. Insbesondere liess sich Zahl und Begrenzung der Strahlen und Ausläufer auf Fig. 2 nicht klar zur Anschauung bringen, da dieselben nicht in einer Ebene liegen, sondern theils aufwärts, theils abwärts gebogen erscheinen und meist nur in Bruchstücken oder aufgebrochen sich freilegen liessen.

Ueber die Identität dieser »Flossen« mit den Herborner Stücken lässt sich bei dem verschiedenen Erhaltungszustande nichts Bestimmtes sagen. Jedenfalls ist die Aehnlichkeit eine grosse und ziehe ich daher vor, die Magdeburger Form als *L.* cf. *Beyrichi* zu bezeichnen, statt einen neuen Namen aufzustellen. Von dem belgischen *L.* cf. *Beyrichi* weicht der Magdeburger durch geringere Zahl der seitlichen Ausläufer ab. Sicher aber gehören alle 3 Formen einem Formenkreise an.

Das kleinere Exemplar wurde auf der Schutthalde des Hafenkanals, das grössere, No. 147, am Westrande des Kanals gesammelt.

Anhangsweise seien hier noch einige weitere Funde von

Listracanthus des Untercarbons erwähnt. Aus dem Culmkalk von Hagen in Westfalen lagen mir 2 Exemplare von *Listracanthus Beyrichi* v. KOENEN typ. vor. Das eine, im Besitz der Königl. geolog. Landesanstalt zu Berlin, entstammt Petrefacten-reichen dunklen Kalken, in welchen die Muscheln häufig mit Kalkschale erhalten sind. Die Flossenstrahlen liegen hier, wie zu Magdeburg, anscheinend theilweise noch in Knochensubstanz vor. Zweitheilige Zusammensetzung der Strahlen ist hier wahrscheinlich. Auch an diesem Stück werden seitliche Ausläufer nur am eingebogenen Rande erkannt. Die Länge des unvollständigen Exemplars beträgt ca. 18 Millimeter. Unterschiede von dem Herborner Typus werden nicht wahrgenommen. Auch das zweite Exemplar, im Besitze des Mineralog.-geolog. Instituts zu Halle befindlich, gleicht in der Gestalt den Herborner Vorkommnissen. Doch ist der Erhaltungszustand in dem mürben Gestein — verwitterter schieferiger Kalk — wenig günstig. Beide Stücke wurden von dem eifrigen Sammler im Culmkalk Hagen's, KRÜGER, erworben.

Endlich zeigte mir Herr Geh. Rath v. FRITSCH ein allerdings specifisch unbestimmbares Fragment von *Listracanthus* aus dem bekannten Geigenbruche bei Hof, dessen reiche Untercarbon-Fauna LEYH [1]) kürzlich, aber noch nicht erschöpfend, bearbeitet hat. Nach dem bisherigen Stande unserer Kenntniss war *Listracanthus* auf das Untercarbon (in Europa) und die Steinkohlenformation (in Nordamerika) beschränkt.

Cypridina cf. **subglobularis** SANDBERGER.

1850—56. *Cypridina subglobularis* SANDB. SANDB., Versteinerungen des rhein. Schichtensystems in Nassau. S. 6, Taf. 1, Fig. 4 u. 4a.

1894. *Cypridina subglobularis* SANDB. WOLTERSTORFF, über die Meeresfauna der Magdeburger Grauwacke, Festschrift Naturw. Verein Magdeburg, Theil 2, S. 22.

Ostracoden wurden in grosser Zahl auf einem beträchtlichen Theile der Platten beobachtet. Bei ihrer schlechten Erhaltung,

[1]) FR. LEYH, Beiträge zur Kenntniss des Palaeozoicum der Umgegend von Hof an der Saale. Zeitschr. d. deutsch. Geol. Ges. 1897, S. 504 ff.

der fehlenden Sculptur wagte ich keine nähere Bestimmung. Ich vereinige diese Entomostraceen bis auf Weiteres unter dem Sammelnamen *Cypridina subglobularis* Sandb., obwohl es nach Jones' Untersuchungen über die Ostracoden des Kohlenkalks wahrscheinlich ist, dass mehrere Arten oder selbst Gattungen vorliegen.

Sandberger's Diagnose, welcher ich nichts hinzuzufügen vermag, lautet: »Körper fast kugelförmig, in's verkürzt-eiförmige übergehend, Oberfläche glatt. Grösse etwa 1 Millimeter. Von *Cypridina serrato-striata* ist die Form schon durch ihre weit geringere Grösse und durch ihr immerhin spärlicheres Vorkommen unterschieden. Diese von Herborn beschriebenen Ostracoden sind von mir auch im Posidonomyenschiefer von Lautenthal gefunden.

Phillipsia sp.

Taf. II, Fig. 3—5.

Die mir vorliegenden spärlichen und schlecht erhaltenen Reste von *Phillipsia*, etwa 5 Individuen angehörend, lassen sich bei der in der Litteratur noch immer herrschenden Unklarheit über die Phillipsien des Culms kaum bestimmen. Ich verzichte daher vorläufig auf ihre Benennung.

Das Exemplar No. 127, Taf. II, Fig. 3 lag vollständig vor, ist jedoch beim Zerspalten der Platte schlecht entblösst, indem eine dünne Gesteinshaut über dem grössten Theil des Trilobiten lag und nur unvollkommen sich abtrennen liess, auch das noch am besten erhaltene *Pygidium* ist weder im Positiv noch im Negativ unversehrt. Das Kopfschild ist vorhanden, aber zerfallen und schlecht kenntlich, die Seitenhörner werden nicht beobachtet. Die Pleuren sind (in der Zahl von etwa 8?) vorhanden und in Verbindung mit dem Pygidium; es gelang, sie theilweise frei zu legen, zur Darstellung eigneten sie sich jedoch nicht. Das Pygidium weist grobe Rippen — es werden 7—8 gezählt — auf, viel stärker als z. B. bei *Phillipsia aequalis*. Die Axe ist schwächer gerippt. Der Rand ist fein concentrisch gestreift, wie in der Regel bei dieser Gruppe. (Auf Abbildung Fig. 4 wird dies besser erkannt.) Die Länge des Trilobiten dürfte mindestens 15, die grösste Breite 7 Millimeter betragen haben. Fundplatz: Hubbrücke.

Exemplar No. 227, mit *Chonetes Laguessiana*, *Hyolithes Roemeri* auf einer Platte gefunden, ist ebenfalls im Zusammenhang erhalten, aber bis zur Unkenntlichkeit verdrückt. Immerhin lassen sich Kopfschild, Pleuren, Pygidium unterscheiden. Letzteres weist ebenfalls grobe Rippen auf. Fundplatz: Nördlicher Theil des Hafenkanals.

Exemplar No. 5, Taf. II, Fig. 4, liegt nur in defectem Pygidium vor. Doch werden die allgemeinen Umrisse und die Sculptur gut erkannt. Es werden wenigstens 8 kräftige, ungetheilte Rippen gezählt. Auch hier ist der breite Aussenrand fein concentrisch gestreift. Dies Pygidium ist etwas breiter als No. 127, doch mag der Unterschied, bei der sonstigen Uebereinstimmung, sexueller Natur sein.

Exemplar No. 230, ebenfalls ein Pygidium, liegt nur in verwittertem Abdruck vor, es wurde von mir unmittelbar am Eisenbahnpfeiler, nördlichste Fundstelle für thierische Versteinerungen, anstehend gebrochen, die Rückseite der Platte ist voll undeutlicher Pflanzenreste.

Zwei langgehörnte Fragmente des Kopfschildes von *Phillipsia* gehören vermuthlich der gleichen Art an. Das grössere ist auf Taf. II, Fig. 5 abgebildet. Aus der Litteratur kommen für einen Vergleich mit diesem Bruchstück nur *Phillipsia longicornus* Kayser [1]) und *Griffithides longicornutus* Leyh [2]) in Betracht, diese beiden Arten besitzen aber ein schwach beripptes Pygidium.

Die Länge des abgebildeten Fragments beträgt 11 Millimeter, auf das Horn entfallen allein 7 Millimeter, das vollständige Kopfschild dürfte aber länger gewesen sein. Es fand sich auf Platte 253 mit *Glyphioceras* Gr. d. *Gl. crenistria* Phill., *Orthoceras striolatum* Sandb. u. a. im Mitteltheil des Hafens, Ostseite.

[1]) Beiträge zur Kenntniss von Oberdevon und Culm am Nordrande des rheinischen Schiefergebirges S. 71, Taf. III, Fig. 9 u. 10.

[2]) Leyh, Beiträge zur Kenntniss des Palaeozoicum der Umgegend von Hof a. d. Saale, Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. 1897, S. 528. — Ueber die Beziehungen zu *Griffithides* kann ich bei meinem schlechten Material nicht urtheilen. Beiläufig bemerkt hätte der Name *Gr. longicornutus* besser vermieden werden sollen, da er sich mit *longicornus* Kays. dem Sinne nach deckt und *Griffithides* nur Untergattung von *Phillipsia* ist.

Das zweite Fragment ist noch kleiner, es misst nur $6^1/_2$ Millimeter Länge, wovon $3^1/_2$ Millimeter auf das Horn entfallen. Das Ende des Horns scheint jedoch vom Gestein verdeckt zu sein, ebenso ist die vordere Hälfte des Kopfschildes weggebrochen. Ursprünglich mag das Kopfschild nebst Horn 9—10 Millimeter Länge erreicht haben. Der erhaltene Randsaum des Kopfschildes ist deutlich fein concentrisch gestreift — wie auch Kayser's Abbildung erkennen lässt —, wie die erwähnten Pygidien, diese Streifung setzt sich auf das Horn fort. No. 87. Fundort: Schutthalde. Ausserdem fanden sich noch mehrere völlig unbestimmbare Phillipsienreste.

Phillipsia sp. fand sich mithin an fast allen Petrefacten-führenden Punkten, doch wenig zahlreich.

Bemerkungen: Die vorliegenden Reste gehören, wenn sie wirklich eine und dieselbe Art repräsentiren, keiner von Aprath, Herborn und Hof beschriebenen Art an. *Phillipsia Eichwaldi* Kayser ist ganz verschieden. *Phillipsia longicornus* Kayser und *aequalis* v. Meyer besitzen ein schwächer beripptes Pygidium, ebenso *Phillipsia latispinosa* Sandb., wenn diese Art überhaupt von *aequalis* sich trennen lässt. Ich habe eine grosse Anzahl als *Phillipsia aequalis* und *latispinosa* bezeichnete Trilobiten von Herborn u. a. in den Sammlungen der Geol. Landesanstalt und des Göttinger paläontologischen Instituts geprüft und bei allen das Schwanzschild schwächer berippt gefunden.

Will man jedoch die langgehörnten Kopfschildfragmente von Magdeburg von den übrigen Resten trennen, so mag man sie ruhig als *Phill.* cf. *longicornus* Kayser bezeichnen, mit welchem sie übereinstimmen, soweit die unvollkommene Erhaltung überhaupt ein Urtheil zulässt.

Ich bin jedoch überzeugt, dass die langen Hörner vielen Phillipsien zukommen und nur in der Regel verdeckt bezw. abgebrochen sind.

In der Sammlung der Geol. Landesanstalt zu Berlin untersuchte ich aus dem Culmkalk von Hagen mehrere kleine, vollständig erhaltene Trilobiten, irrig — nicht von Kayser's Hand — als *Phillipsia Eichwaldi* bezeichnet, welche der Magdeburger Form

im Pygidium nahe stehen. Diese ausgezeichnete, noch unbeschriebene Art von Hagen sah ich ferner in den Sammlungen der Geologischen Institute zu Halle, Strassburg, Marburg. Doch überzeugte ich mich an Exemplaren im Strassburger Museum und in der Sammlung der Geol. Landesanstalt, dass die Form von Hagen durch stärkere Axe von dem Magdeburger Typus abweichen dürfte. Bei einem Exemplar der Strassburger Sammlung ist ein Horn erhalten, dasselbe ist kürzer als bei *Phill. longicornus* KAYSER. Grobgerippte Pygidien liegen auch in der Sammlung der Geol. Landesanstalt von Herborn vor. Ob sie der Magdeburger oder der westfälischen Form angehören, lässt sich noch nicht sagen. Jedenfalls liegt eine von *Ph. aequalis* abweichende Formengruppe vor.

Phillipsia sp.

Taf. II, Fig. 6.

Ein winziges Schwanzschild könnte als Jugendzustand zu der vorigen Art gehören, ebenso gut aber auch eine eigene Art repräsentiren. Ich beobachtete solche kleinen Pygidien bisher aber noch nie im deutschen Culm. Nur WOODWARD bildet Phillipsien (*Ph. minor* und *articulata*) l. c. Taf. X, Fig. 7 und 12 von England ab. An den Seiten werden nur 6—7 kräftige Rippen wahrgenommen. Die Axe ist verdeckt, der Aussenrand wird nicht erkannt. Länge ca. 2, Breite höchstens 3 Millimeter.

No. 202. Fundort: Mitteltheil (Ostseite des Hafenkanals).

Goniatites.

Die Bestimmung der untercarbonischen Goniatiten ist ausserordentlich schwierig, wie auch HOLZAPFEL[1]) betont, da sich die Synonymie sehr verworren gestaltet hat. Die Arten PHILLIPS' und der anderen älteren englischen Autoren sind meist ungenügend abgebildet und charakterisirt. ROEMER, welcher in den Beiträgen zur Kenntniss des nordwestlichen Harzes, Palaeonto-

[1]) Die Cephalopoden-führenden Kalke des unteren Carbon von Erdbach-Breitscheid bei Herborn. Paläontol. Abhandlung, DAMES u. KAYSER, N. F., Bd. I, Heft 1, S. 21 ff.

graphica III ff. eine Anzahl Arten aus dem Posidonomyenschiefer von Lautenthal und dem Culmkalk von Grund etc. auf Phillips zurückzuführen suchte und daneben eine Reihe neuer Arten aufstellte, hat die Verwirrung noch vermehrt, denn auch seine Abbildungen sind meist sehr dürftig. Roemer beschränkte sich, auch wo ihm gute Exemplare vorlagen, oft auf die schematische Darstellung blosser Segmente, um die Sculptur zu zeigen, und selbst diese Abbildungen sind nicht immer zutreffend, wie ich mich durch kurzen Vergleich im Clausthaler Museum überzeugen konnte. So ist die Identificirung gewisser Arten Phillips' und Roemer's nur an der Hand der Litteratur, ohne directen Vergleich der beiderseitigen Originale, schlechthin unmöglich. Nicht viel besser steht es mit den belgischen Arten. Von ihnen existiren nach Holzapfel, welcher die Sammlung zu Brüssel genau prüfte, vergl. l. c., in vielen Fällen wenig mehr als die Originalexemplare de Koninck's. Diese reichen häufig nicht zur Charakteristik einer Art aus, die Loben fehlen oder sind nicht präparirt. Aus allen diesen Gründen ist es zu verstehen, wenn Holzapfel in seiner oben citirten schönen und verdienstlichen Monographie auf S. 22 ausdrücklich betont, dass ihm bei seinen Identificirungen auch Irrthümer unterlaufen sein könnten; seiner Ansicht, dass eine Revision der carbonischen Goniatiten überhaupt im hohen Grade wünschenswerth sei, muss ich völlig beipflichten.

Da die Cephalopodenfauna von Erdbach-Breitscheid dem tiefsten Niveau des Untercarbons angehört und Holzapfel in seinen Darlegungen und Abbildungen aus guten, oben erörterten Gründen sich in der Hauptsache auf die Arten dieses Fundortes beschränkte, Magdeburg aber einem höheren Niveau angehört, so liess sich, wie vorweg bemerkt sein mag, keine der von Holzapfel beschriebenen Arten mit Magdeburger Formen identificiren. Auch die durch Herrn Professor Holzapfel freundlichst vorgenommene Prüfung meines nicht unbeträchtlichen Materials hatte das gleiche negative Resultat.

Allerdings beeinträchtigte noch eine Schwierigkeit die Determination der Magdeburger Goniatiten. In schieferigen Ablage-

rungen sind die Goniatiten, wie alle Amonitiden, naturgemäss weit schlechter als in Kalk erhalten. Wo gut fundirte Arten vorliegen, da lassen sich wohl auch einmal Bruchstücke und gequetschte Schieferammoniten bestimmen, wenn nur Loben und Sculptur wenigstens theilweise erhalten sind. Fehlt auch diese Grundlage, so ist sichere Determination unmöglich. Da auch Herr Professor HOLZAPFEL von Identificirung bezw. Aufstellung neuer Namen abrieth, von dem unten beschriebenen *Dimorphoceras* abgesehen, so beschränkte ich mich im Nachstehenden auf Beschreibung und Abbildung der charakteristischsten Formen, ohne, mit zwei Ausnahmen, einen bestimmten Namen in Anwendung zu bringen, um die bereits herrschende Verwirrung in der Nomenclatur nicht noch zu vermehren. Andererseits wäre das Bild der Magdeburger Culmfauna ohne Berücksichtigung der Goniatiten, welche einen grossen Procentsatz der Individuen lieferten, unvollständig und die Abbildungen dürften genügen, um für künftige Untersuchungen auf dem Gebiete der Carbon-Goniatiten an der Hand besseren Materials zur Orientirung über die Magdeburger Formen zu dienen[1]).

Vorstehendes war längst niedergeschrieben, als mir kurz vor dem Abschluss dieser Arbeit durch die nicht genug anzuerkennende Liebenswürdigkeit des Herrn HENRY WOODWARD, Leiter des British Museum, Dept. of Geology, der Catalogue of the Fossil Cephalopoda in the British Museum, part III by ARTHUR H. FOORD and G. C. CRICK 1897 und gleichzeitig Dank der Freundlichkeit des Herrn Dr. TORNQUIST das Werk EMIL HAUG, Études sur les Goniatites, Mém. Soc. géol. de France, Tome VIII, Fasc. IV. deuxième partie. Mém. No. 18, Paris 1888 zugingen. Vor Allem war mir die Kenntnissnahme des Catalogue von höchstem Werth. In ihm finden wir die so lange vermisste Revision der carbonischen Goniatiten Grossbritannien's, unter steter Bezugnahme auf die grösstentheils im Museum niedergelegten Originale SOWERBY's, PHILIPPS' u. a. und mit vollständiger Synonymie, Charakteristik auch

[1]) Das Material ist im Städtischen Museum Magdeburg Interessenten jederzeit zugänglich.

der einzelnen Exemplare der verschiedenen Localitäten und Hinweisen auf die Verbreitung ausserhalb Englands. Von den meisten Arten sind die Loben gezeichnet, von vielen werden ganze Ansichten gegeben. Durch dieses Werk ist unsere Kenntniss der carbonischen Ammonoideen sehr wesentlich gefördert und einer Neubearbeitung auch der deutschen Formen der Weg geebnet. Für die vorliegende Arbeit konnten mehrere Angaben noch benutzt werden, im Uebrigen ersah ich zu meiner Freude, dass Foord und Crick in ihrer Revision der untercarbonischen *Glyphioceras*-Formen zu ähnlichen Resultaten gelangten, wie ich auf Grund zahlreicher deutscher Sammlungen. Vor Allem scheint nun der unseligen steten Verwechslung des *Glyphioceras sphaericum*, *striatum*, *spirale*, *crenistria* etc. endlich ein Ziel gesetzt zu sein. Haug's so eben erschienenen Studien dürften neben vielem Beachtenswerthen auch Manches enthalten, was nicht allgemein Billigung finden wird. Haug's Arbeit befasst sich speciell mit der Stammesgeschichte der Goniatiten; von den eingehender geschilderten Arten kommt keine bei Magdeburg vor. Die beigegebene Tafel lässt viel zu wünschen übrig. Ich lasse daher das Werk für jetzt unberücksichtigt.

Ich vermag in dem Material von Magdeburg-Neustadt zwei Gattungen zu identificiren, *Glyphioceras* und, höchst wahrscheinlich, *Dimorphoceras*.

Glyphioceras cf. **crenistria** Phill.

Taf. II, Fig. 7, 8, 18.

1836. *Goniatites crenistria* Phillips. Geology of Yorkshire, S. 237, Taf. XIX, Fig. 7—9.

1850. » » Roemer. Beiträge I, Palaeontographica III, S. 51, Taf. VIII, Fig. 13.

1852. » » Roemer. Beiträge II, Palaeontogr. III, S. 93, Taf. XIII, Fig. 29a, b, c.

1897. *Glyphioceras* » Foord and Crick. Catalogue of fossil Cephalopoda in the British Museum, part III, S. 160, Fig. 76 (siehe hier weitere Synonymie).

Eine Reihe meist nur in Bruchstücken überlieferter oder gequetschter Goniatiten mit feiner gitterförmiger Sculptur gehört wahrscheinlich dieser Art an, doch wage ich mit Rücksicht auf die unvollkommene Erhaltung kein definitives Urtheil. Die Form

des Gehäuses lässt sich nicht mehr ermitteln, jedenfalls war es aber nur mässig gewölbt und ziemlich eng genabelt. Die Suturen liessen sich in keinem Fall beobachten. Unter der Lupe erscheinen die Radialstreifen, da sie meist etwas schärfer hervortreten als die Spiralstreifen, häufig geschuppt, namentlich auf etwas verwischten Abdrücken. Diese Sculptur stimmt gut zu PHILLIPS' und ROEMER's Abbildungen und Angaben, sowie zu den von mir bei Lautenthal gesammelten bezw. in der Clausthaler Sammlung untersuchten Exemplaren von *Gl. crenistria*. Auch FOORD und CRICK ziehen in dem soeben erschienenen Catalogue, part III, ROEMER's Abbildung zu PHILLIPS' Art und geben das Vorkommen bei Herborn und Hagen an. Ich selbst sah *Gl. crenistria* von Herborn im Göttinger Museum, während typische Exemplare von England mir noch nicht vorlagen. Uebrigens scheint es mir nicht unmöglich, dass *Gl. crenistria* sich noch weiter in Formen oder Varietäten wird spalten lassen. *Glyphioceras reticulatum* PHILL. ist nach FOORD und CRICK, S. 193, eigentlich nur durch die abweichende Suturlinie unterschieden, welche nur in den seltensten Fällen sich erkennen lässt, *Gl. reticulatum* ROEM. non PHILL. und *Gl. falcatus* ROEM. gehören demselben Formenkreise an. Ein von mir selbst gesammelter Goniatit vom »neuen Teich« bei Lautenthal zeigt auf den inneren unverdrückten Windungen im Abdruck sehr deutlich die Gittersculptur, auf dem Steinkern jedoch Loben, die bei völliger Verschiedenheit von *Gl. reticulatum* doch auch mit *Gl. crenistria* bei FOORD und CRICK nicht völlig übereinstimmen; vor Allem ist der Aussensattel breiter und nur ganz schwach zugespitzt.

Die Magdeburger Exemplare bieten ebenfalls einige kleine Abweichungen. Sie erscheinen in Folge der Quetschung namentlich auf den Abbildungen weitnabliger als sie in Wirklichkeit sind, und nicht hochmündig. Wahrscheinlich waren sie in der That um ein weniges weitnabliger. Das auf Taf. II, Fig. 8, abgebildete Exemplar (No. 60) weicht auch in der Sculptur etwas ab. Am Beginn des Umganges (mittleres Altersstadium) erscheint die Radialstreifung, am Ende die Spiralstreifung schärfer ausgeprägt. Die Sculptur speciell der Magdeburger Exemplare hält innerhalb der *Gl. sphaericum*-Gruppe etwa die Mitte zwischen den grob

spiral gestreiften Formen, wie *Gl. spiralis*, und jenen, bei welchen die Spiralstreifung zurücktritt und die Radialstreifen, namentlich im Alter, vorwiegen. Dieselben sind dann auch in der Regel mehr oder minder stark sichelförmig geschwungen.

Dimensionen	Taf. II, Fig. 8 Millimeter	Taf. II, Fig. 18 Millimeter
Höhe des letzten Umganges . .	11	11
Nabel	3,5—4	4
Durchmesser	? 21	21

Fundorte: Hubbrücke, Mitteltheil des Hafenkanals (Ostseite), Schutthalde u. a. Wenigstens 25 sichere Exemplare.

Glyphioceras sp.

Taf. II, Fig. 9 und 10.

Zahlreiche kleine, nicht platt gedrückte, sondern gequetschte Goniatiten, welche anscheinend ursprünglich bauchig und engnabelig waren und häufig Einschnürungen zeigen, dürften ein und derselben Art angehören. Sculptur und Lobenlinie werden gut erkannt. Ich verglich diese Art dem *Goniatites tumidus* Roem., Beiträge I, Palaeontographica III, Taf. XIII, Fig. 33. Die Abbildung zeigt eine gewisse Aehnlichkeit, sie ist aber nicht besonders gerathen und das Original findet sich in der Clausthaler Sammlung nicht mehr vor. Ein von Roemer's Hand als *Gon. tumidus* bezeichnetes Exemplar ist nach Holzapfel's Angabe, die ich bestätigt fand, das Original zu seinem *Gon. reticulatus* von Grund. Roemer's *Goniatites crenistria* von Grund ist in jugendlichen, dickbäuchigen Exemplaren der Magdeburger Form in der Gestalt recht ähnlich, Sculptur und Lobenlinie sind aber verschieden! Die Magdeburger Stücke sind nie gegittert, der Aussensattel ist breiter. Ueberhaupt sind die Suturelemente bei der Art von Grund tiefer und schmaler. *Goniatites truncatus* Roem. non Phill., Palaeontographica III, S. 94, Taf. XIII, Fig. 30, ist möglicherweise dem Magdeburger Typus verwandt, doch ist mit Roemer's wenigen, unvollständig erhaltenen Originalen vor Erlangung grösseren Ma-

terials wenig zu machen. Die Magdeburger Goniatiten zeigen im Gegensatz zu den übrigen, flacheren Glyphioceraten und Dimorphoceraten, sowie den jugendlichen Goniatiten auf den Schichtflächen häufig die Aussenseite, was schon für ihre Dickbäuchigkeit im unversehrten Zustande spricht. Die Sculptur besteht aus mässig kräftigen, dicht gedrängten Anwachsstreifen, welche auf der Aussenseite schwach sichelförmig geschwungen sind, auf den schmalen Seiten verlaufen sie bis zum Nabel ziemlich gerade. Die Abbildung, Fig. 10 (No. 35c) zeigt die Sculptur sehr schön. Doch wird die Biegung auf der Aussenseite an anderen Stücken, welche nur mit diesem Theile erhalten sind, besser erkannt. Abbildung Fig. 9 (Ex. 145) ist etwas abgerieben, die Sculptur zu Gunsten der Lobenzeichnung nur angedeutet. Die Sutur ist typisch für *Glyphioceras*, aber ohne besondere Eigenthümlichkeiten, übrigens an keinem Exemplar vollständig erhalten. Das auf Fig. 9 abgebildete Goniatitenfragment zeigt die Sutur noch am besten, es weist aber mehrere Bruchflächen auf und lassen sich die Suturen daher nur mit Mühe und nur in der Hauptsache richtig darstellen. Der Aussenlobus ist breit, mässig tief durch einen Hülfssattel getheilt, der Aussensattel breit, gerundet, der erste Laterallobus ebenfalls breit glockenförmig, zugespitzt, der Lateralsattel wird nicht erkannt. Von den Abbildungen FOORD's und CRICK's zeigen *Glyphioceras sphaericum* Sow. und *Gl. fimbriatum* n. sp. die meiste Aehnlichkeit [1]).

Die Maasse sind kaum zu ermitteln. Der letzte Umgang ist im verdrückten Zustande 8—9 Millimeter hoch; hiernach zu schliessen besassen die Exemplare bis 15 Millimeter Durchmesser.

Die Art fand sich ziemlich häufig, in wenigstens 25 Exemplaren, an der Hubbrücke, auf der Schutthalde, an der Ostseite des Hafenkanals (No. 9).

---

[1]) Es ist zu beachten, dass die Lobenlinien in den verschiedenen Altersstufen sich ohne Zweifel nicht unwesentlich ändern können; manche Unterschiede sind darauf zurückzuführen. Bei den jüngeren Ammonitiden beobachtete ich noch im mittleren Altersstadium öfter wesentliche Unterschiede innerhalb eines Umganges.

? **Glyphioceras** sp.

Taf. II, Fig. 11.

Gehäuse flach, hochmündig, engnablig, anscheinend gekielt? Spiralstreifung fehlt im vorliegenden Exemplar, die Sculptur wird von äusserst zahlreichen, feinen, stark sichelförmig geschwungenen Anwachsstreifen gebildet. Diese sind auf der Abbildung etwas zu stark wiedergegeben. Das abgebildete Exemplar ist ganz flach gedrückt, die Loben werden nicht erkannt. Die inneren Windungen sind nicht sichtbar, daher ist nähere Bestimmung unmöglich. Möglicher Weise liegt hier das Altersstadium einer der erwähnten Magdeburger Goniatitenformen vor. Meines Erachtens wurde die Schale im hohen Alter fast völlig platt. Ausser dem abgebildeten gehört nur noch ein Goniatit mit Wahrscheinlichkeit dieser Form an.

Maasse: Durchmesser über 60 Millimeter.
Höhe des letzten Umganges 28 » ?
Nabelweite 10 Millimeter.
Fundort: Hubbrücke.

? **Dimorphoceras Tornquisti** n. sp.

Taf. II, Fig. 12–14

1894. *Goniatites* sp., wahrscheinlich *Dimorphoceras*, Wolterstorff. Festschrift naturwissensch. Verein Magdeburg II, S. 23.

Die Art liegt in wenigstens 25 verhältnissmässig wohl erhaltenen Exemplaren, doch stets verdrückt, vor. Die Suturen sind nur an einem Stück (No. 189, Taf. II, Fig. 12) in Spuren angedeutet, und hier ist gerade der entscheidende Aussenlobus[1]) nicht zu ersehen. Daher ist die Bestimmung der Gattung nach Herrn Professor Holzapfel's Urtheil noch nicht unzweifelhaft. Immerhin gehört die Art nach Gestalt und Sculptur mit grosser Wahrscheinlichkeit diesem Genus, *Dimorphoceras* Hyatt, an [2]). Holzapfel führt als ausgezeichnetes Merkmal der beiden von ihm aus dem Untercarbon von Erdbach-Breitscheid untersuchten Arten,

[1]) Nach Prüfung durch Herrn Professor Holzapfel.
[2]) Vergl. Holzapfel, l. c. S. 38.

Dim. Gilbertsoni[1]) und *Brancoi*, den Besitz von ein bezw. zwei spiralen Furchen auf den Seitenflächen an. Dieselben sind an allen mir vorliegenden Exemplaren zu beobachten und verlaufen so regelmässig, dass sie unmöglich auf Verdrückung zurückgeführt werden können. Im Uebrigen ist die Magdeburger Form schon durch den weiteren Nabel genügend unterschieden.

Beschreibung: Gehäuse flach, scheibenförmig, hochmündig, gekielt, ziemlich enggenabelt. Seitenfortsätze vorhanden, in der Jugend anscheinend stärker entwickelt, ohrförmig ausgezogen. Die Sculptur besteht in stark sichelförmig geschwungenen Anwachsstreifen, welche bündelförmig am Nabel entspringen, sich etwas über der Mitte der Seiten plötzlich zurückbiegen. Am Aussenrande werden sie, wenigstens im Steinkern, undeutlich, nur die gröbsten Streifen bleiben auch dann kenntlich. An der Umbiegungsstelle verläuft bei allen untersuchten Stücken eine deutliche Furche, die manchmal von schwach markirten Seitenleisten begrenzt erscheint. Dieses Gepräge verleiht den Goniatiten in Verbindung mit den Seitenohren eine überraschende, natürlich rein äusserliche Aehnlichkeit mit der liassischen Ammonitengattung *Harpoceras*, welche bei den übrigen bekannten *Dimorphoceras*-Arten minder deutlich hervortritt.

Dimensionen in Millimetern . .	No. 189	No. 123
Durchmesser	36	29
Letzter Umgang	18(?)	15
Nabelweite	6	5

Dimorphoceras Tornquisti unterscheidet sich von *Dim. Brancoi* Holzapf. durch den Besitz der sichelförmig geschwungenen Streifen und weiteren Nabel, von *Dim. Gilbertsoni* Holzapf. non Phill. (= *Dim. Holzapfeli* Haug) durch den weiteren Nabel. Letztere Art hat, nach Holzapfel's[2]) Abbildungen zu schliessen, ähnliche, aber nicht gleiche Sculptur. Die übrigen echten *Dimorphoceras*-Arten, *Dim. atratus* Goldf., *Gilbertsoni* Phill., *discrepans* Brown,

[1]) E. Haug, Études, S. 108, hält die Erdbacher Form für verschieden von *Dim. Gilbertsoni* Phill. und benennt sie als *Dim. Holzapfeli*.

[2]) l. c. S. 38, Taf. III, Fig. 12.

Looneyi Phill. sind nach Foord und Crick, sowie Haug ungekielt. Gehört die Magdeburger Form in der That zu *Dimorphoceras*, so wäre in die Gattungsdiagnose noch aufzunehmen: »Seitenohren häufig vorhanden.«

Es sei bei dieser Gelegenheit darauf hingewiesen, dass Zittel in seiner »Paläontologie« Bd. II, S. 431 und in den »Grundzügen der Paläontologie«, S. 397 das Vorkommen von Ohren bei Goniatiten überhaupt nicht erwähnt.

Dimorphoceras Tornquisti fand sich besonders an der Hubbrücke, dann am Westrand des Hafenkanals und im Mitteltheil, Ostseite des Kanals, sowie auf der Schutthalde; er ist mithin auf keinen bestimmten Platz beschränkt.

Aus dem Untercarbon Deutschlands war *Dimorphoceras* bisher nur von Erdbach-Breitscheid bekannt. Indessen schreibt mir Herr Professor Holzapfel unter dem 8. Juni 1898: »Ich möchte bemerken, dass die relative Häufigkeit des allerdings nicht ganz unzweifelhaften *Dimorphoceras* vielleicht auf eine hohe Stellung der Schichten hinweist. Wenigstens kommen bei uns sehr ähnliche, vielleicht idente Formen, leider auch ohne Loben, aber mit den charakteristischen Kielen in einem Niveau vor, welches einige 100 Meter über dem Kohlenkalk liegt und unter der Hauptflötzpartie der Eschweiler Mulde.

Von der Beschreibung mehrerer anderer schlecht erhaltener Arten von *Goniatites*, bezw. Jugendzuständen, wurde abgesehen.

Orthoceras striolatum Sandb.

Taf. II, Fig. 15.

1831. *Orthoceratites striolatus* v. Meyer. Nov. Acta Leop. XV, S. 80, Taf. 51, Fig. 1—12.
1831. *Orthoceras striolatum* Sandberger. Versteinerung. Rhein. Schiefergebirge, S. 165, Taf. 19, Fig. 3.
1889. » *cinctum* Holzapfel. Erdbach-Breitscheid, Paläontol. Abhandl. Dames u. Kayser, Bd. V, Heft 1, S. 46.
1894. » » Wolterstorff. Meeresfauna, S. 22.

Von diesem charakteristischen Leitfossil des Culms liegt mir ausser wenigstens 15 kleineren Exemplaren ein grösseres Bruchstück von 60 Millimeter Länge und 8—9 Millimeter grösster Breite

vor, gefunden auf der Schutthalde des Kanals, No. 56. Viele Exemplare zeigen die Sculptur sehr deutlich und stimmen durchaus mit den Abbildungen und Individuen der Sammlungen aus dem Culm von Herborn und Lautenthal überein. Ich glaubte diese Art nach dem Vorgang HOLZAPFEL's als *Orthoceras cinctum* Sow. bezeichnen zu sollen, da die Abbildung eine gewisse Aehnlichkeit zeigt. Nach FOORD's kritischen Ausführungen[1]) dürfte jedoch der Name v. MEYER's für die wohlbekannte Culmform beizubehalten sein.

Orthoceras striolatum fand sich im Kanal an allen Fundplätzen.

Hyolithes Roemeri v. KOEN.

Taf. II, Fig. 16.

1879. *Hyolithes Roemeri* v. KOENEN. Die Kulmfauna von Herborn, N. Jahrb. f. Mineral., S. 321, Taf. VII, Fig. 1a—c.

Von Hyolithiden liegt mir eine grössere Anzahl vor, welche alle zu *Hyolithes Roemeri* gehören dürften. Das am besten erhaltene Exemplare stimmt gut zu v. KOENEN's Beschreibung und Abbildung. Es liess sich jedoch nach Vergleich der Originale im Göttinger Museum erkennen, dass das untere Ende bei dem Magdeburger Stück günstiger erhalten ist und sich daher manche Einzelheiten besser darstellen lassen. Dies bedingt scheinbare Unterschiede in der Zeichnung. Mein Exemplar ist am Ende in Schwefelkies umgewandelt, unverdrückt und in eine lange, feine, schwach gebogene Spitze ausgezogen, welche durch mehrere Septa in Luftkammern getheilt ist. Die Länge beträgt 17, die grösste Breite im verdrückten Zustande 4 Millimeter; das Exemplar fand sich mit *Phillipsia* sp. und *Chonetes Laguessiana* auf der Platte 227, Hafenkanal, ohne nähere Fundortsangabe. Aehnliche Reste sind im Magdeburger Untercarbon ziemlich häufig, aber bei der allgemeinen Gestalt der äusserlich ähnlichen Sculptur in schlecht erhaltenen, jugendlichen Exemplaren leicht mit Jugendzuständen von *Orthoceras striolatum* zu verwechseln. Ich schätze ihre An-

---

[1]) ARTHUR H. FOORD, Ueber die Orthoceren des Kohlenkalks (Carboniferous limestone) von Irland etc. Inauguraldissertation, München 1896.

zahl auf 20—25 Stück, welche sich auf alle reicheren Fundplätze vertheilen. Ausserdem scheinen aber manche Platten winzige Individuen in Anzahl zu enthalten.

Bisher war *Hyolithes* aus dem Carbon erst von Herborn bekannt, und in dieser petrefaktenreichen Ablagerung beobachtete v. Koenen nur 3 Stücke, einige Exemplare sah ich ferner im Marburger geologischen Institut. Die Häufigkeit bei Magdeburg ist daher von besonderem Interesse. Doch ist es mir wahrscheinlich, dass die Art noch in manchen Culm-Sammlungen vorliegt und bisher nur mit *Orthoceras striolatum* verwechselt wurde.

Zusatz. O. Novak bezweifelt in seiner Arbeit »Revision der paläozoischen Hyolithiden Böhmens«[1]) S. 12 das Vorkommen von *Hyolithes* im Carbon. Auch mir sind Bedenken aufgestiegen, ob die uns hier beschäftigende Form wirklich zu *Hyolithes* gehört, doch möchte ich mit meinem Urtheil zurückhalten, bis mir künftig an der Hand eines grösseren Materials carbonischer wie älterer Hyolithiden eingehenderes Studium dieser Artengruppe vergönnt sein wird. Jedenfalls aber gehört die Culmart der Familie *Hyolithidae* an. Ich finde wenigstens keine auffälligen Unterschiede. Das Vorkommen der erwähnten Scheidekammern an der Spitze des Gehäuses hat ja auf den ersten Blick etwas Befremdendes, und Walcott[2]) hat gewiss Recht, wenn er sie als Beleg für seine und Ihering's Ansicht auffasst, dass die Orthoceratiden und die sogenannten Pteropoden des *Palaeozoicum* einen gemeinsamen, aber bisher unentdeckten Vorfahren in der Urzeit der Erde besassen, aber nach Novak's Beobachtungen ist das Vorkommen oder Fehlen von Septen in dem zugespitzten Theile des Hyolithengehäuses wohl blos individuell und kann selbst bei der Bestimmung der Arten, geschweige der Gattungen, nicht besonders verwerthet werden[3]).

[1]) Abhandl. math. naturwiss. Classe d. Königr. Böhmen. Ges. d. Wissenschaft. VII. Folge, 4. Bd., No. 6, 1891, S. 1.

[2]) Walcott, Second contribution to the studies on the Cambrian Faunas of Northamerica, Bull. Unit. States Geol. survey, vol. IV, 1886, Bull. No. 30. Sonderabdruck S. 132.

[3]) Zur Kenntniss der Fauna der Etage F—F¹ in der paläozoischen Schichtengruppe Böhmens, Sitzungsber. Königl. Böhm. Ges. d. Wiss. für 1886, S. 666.

Janeia aff. Puzoziana de Kon.

Taf. III, Fig. 1—5.

1800. *Janeia Puzoziana* de Kon. Faune calcaire carbonifere, V. partie, S. 120, Taf. XXIII, Fig. 29, 33, 34, 41.
1894. *? Macrodon* sp. Wolterstorff. Festschrift Naturw. Verein Magdeburg II, S. 24.

In meiner früheren Arbeit bezeichnete ich diese Form als *Macrodon*. Nachdem jedoch alle Arten dieser und verwandter Gattungen aus Deutschland und namentlich aus dem belgischen Kohlenkalk vergeblich verglichen waren, machte mich Herr Dr. Beushausen auf die grosse Aehnlichkeit mit *Janeia*, dem paläozoischen Geschlecht der *Solenomyidae*[1]) aufmerksam; die Herausarbeitung eines Schlossrandes ergab völlige Uebereinstimmung. Die Magdeburger Form steht der *Janeia (Solemya) Puzoziana* de Kon. in Sculptur und Gestalt sehr nahe. Der vordere Schlossrand ist lang, gerade, scharf, zahnlos, siehe Abbildung No. 196, Taf. III, Fig. 1. Von Leisten oder Zähnchen, wie bei den Arciden, wird nichts bemerkt. Bei dem auf Taf. III, Fig. 5 abgebildeten Steinkern No. 162 ist das Uebergreifen der linken über die rechte Klappe wahrscheinlich. Hinter den Wirbeln wird an diesem Stück eine kleine Lunula wahrgenommen.

Die Schale — in 2 Fällen sind beide Klappen im Zusammenhang erhalten — ist nach vorn stark ausgezogen, hinten sehr verkürzt, von fast rechteckiger Gestalt, in dem jetzt mehr oder minder verdrückten Zustande ziemlich flach, nur hinter den Wirbeln etwas gewölbt. Die Sculptur besteht aus breiten, flachen, durch scharfe Furchen getrennten Radialrippen, welche vorn sehr breit sind, nach hinten zu allmählich schmaler werden und dichotomiren. Im Ganzen zählt man in einiger Entfernung vom Aussenrand etwa 28, an diesem selbst etwa 35 Furchen. Genau liess sich die Zahl der Rippen und Furchen nicht ermitteln, da die Berippung an den

[1]) Vergl. Beushausen, Die Lamellibranchiaten des rheinischen Devons, Abhndl. d. geol. Landesanstalt. Neue Folge, Heft 17, Berlin 1895, S. 290, und Tornquist, das fossilführende Untercarbon in den Südvogesen, Beschreibung der Lamellibranchiatenfauna, Abhandl. zur geol. Specialkarte von Elsass-Lothringen, Bd. V, Heft V, Strassburg 1896, S. 689.

wenigen vollständig erhaltenen Schalen nicht überall gleich scharf ausgeprägt, sondern in Folge von Quetschung oder Verwitterung hier und da verwischt ist. Concentrische Sculptur wird nur hin und wieder, sehr undeutlich, wahrgenommen.

Der Vorderrand war ursprünglich wie bei *Janeia Puzoziana* typ. beschaffen, sanft abgerundet. In Folge der Verdrückung setzt er jedoch an den meisten vorliegenden Exemplaren im stumpfen oder rechten Winkel vom Schlossrand ab, nur 2 unverdrückte Bruchstücke zeigen hier Abrundung, vergl. No. 156, Taf. III, Fig. 5. Gesammelt wurden Reste von etwa 9 Individuen, hiervon fanden sich 4 an der Hubbrücke, eine am Ostrand des Hafenkanals, eine im Mitteltheil des Hafens, näher der Pumpe, 3 auf den Schutthalden. Sie sind mithin überall vertheilt.

Dimensionen in Millimetern	No. 196	157	94 a	162
Länge	15 [1])	17	17	21
Höhe	6,5	9	8	9,5

Abweichungen von *Janeia Puzoziana* typ. bestehen in der geringeren Grösse der Magdeburger Form, der seltneren und schwächeren Berippung des Belgischen Typus. Dann ist auch die Berippung des mittleren Theiles der Schale, am Aussenrand unter den Wirbeln, abweichend. *Janeia Puzoziana* zeigt hier weniger Rippen, welche durch 2 — 3 mal so breite flachere Zwischenräume von einander getrennt sind, während die Form des Magdeburger Culms hier keine abweichende Verzierung aufweist. Dieser Unterschied in der Ornamentirung würde aber nur von Belang sein, und dann vielleicht zur Aufstellung einer eigenen Art bezw. var. berechtigen, wenn die beschriebene Berippung der belgischen *Janeia Puzoziana* als constant sich herausstellte, bisher ist aber von dort nur ein Exemplar mit deutlicher Sculptur beobachtet.

Die Abweichung dürfte um so mehr als individuell zu betrachten sein, als an mehreren Exemplaren von *Janeia* aff. *Puzoziana* aus dem schlesischen Obercarbon, welche mir Herr Professor

[1]) defect.

EBERT die Güte hatte vorzulegen, beide Ausbildungsweisen sich finden, einige Individuen besitzen hier die breiten Zwischenräume der belgischen Form, bei einem anderen sind dieselben bedeutend schmaler und beweisen, dass die »Zwischenräume« nur verbreiterte und verflachte Rippen darstellen.

Janeia aff. *Puzoziana* ist das dritte Leitfossil des Magdeburger Untercarbons, welches durch verhältnissmässig gute Erhaltung ausgezeichnet und relativ häufig ist. Mit *Dimorphoceras Tornquisti* vertritt die Form gleichzeitig einen ganz neuen Formenkreis für deutschen Culm, nicht nur ausweislich der Litteratur, sondern auch nach Besichtigung der reichen Sammlungen in der geol. Landesanstalt, des Königl. Museum f. Naturkunde, der geologischen Institute Halle, Göttingen, Marburg, der Clausthaler Bergschule. Nur im untersten Carbon Belgiens, I. Etage von Tournay, und im Obercarbon Schlesiens finden sich nahestehende, wenn nicht idente Formen. (Wahrscheinlich gehört auch *Solemya primaeva* PHILL.[1]) aus dem Mountain Limestone von Northumberland dieser Gruppe an.)

Aber bekanntlich ist gerade bei den Lamellibranchiaten die verticale Verbreitung wesentlich von der Facies abhängig. Gerade die unterste Schicht des belgischen Kohlenkalkes, der Kalkschiefer (calchiste) von Tournay, wo allein spärliche *Janeia* sich finden, steht in der Facies dem Thonschiefer Magdeburgs und Oberschlesiens noch am nächsten, während die höheren in Belgien nur noch aus compactem Kalk und Dolomit sich zusammensetzen[2]). Auch die von TORNQUIST[3]) beschriebenen *Janeia*-Arten rühren nicht aus reinem Kalk, sondern aus kalkigem Sandstein her.

Ctenodonta Fritschii nov. f.

Tafel III, Fig. 7.

Ueber die Abgrenzung und Benennung der paläozoischen Gattungen aus der Familie *Nuculidae* ist man noch nicht einig.

[1]) PHILLIP's, Illustrations of the Geology of Yorkshire, part II, the Mountain limestone district — London 1836, S. 209, Taf. V, Fig. 6 —, und M. COY, syst. Descrpt. of Brit. Pal. Fossils, London 1855, S. 519, Taf. III, Fig. 3.

[2]) Vergl. auch BEUSHAUSEN, Lamellibranchiata, Rhein. Devon, S. 499 ff.

[3]) TORNQUIST, l. c., S. 692 und 693.

Beushausen hat sich in seiner grossen Monographie[1]) über die Familie und namentlich die uns hier interessirende Gattung in klarer und nicht misszuverstehender Weise ausgelassen, er hält die Gattungen *Ctenodonta*, *Nucula*, *Nuculana* (= *Leda* olim) scharf aus einander. *Nucula* ist von *Ctenodonta* durch den Besitz einer Ligamentgrube unter den Wirbeln unterschieden. Die Gattungsdiagnose für *Ctenodonta* lautet: »Schale gleichklappig, mehr oder minder ungleichseitig, flach oder mässig gewölbt, selten aufgebläht, mit meist deutlicher, selten ganz verschwindender, vom Wirbel schräg nach hinten zum Unterrande ziehender, hier eine Einbiegung verursachender Furche. Schlossrand gebogen, mit zwei aus zahlreichen Zähnen bestehenden Zahnreihen, welche unter den Wirbeln direct zusammenstossen oder übereinander greifen, und zwar die hintere über die vordere. In manchen Fällen werden sie durch einige schräge Zähne unter den Wirbeln verbunden. Sculptur concentrisch, aus Anwachsstreifen oder Rippen bestehend. Ligament äusserlich, in einer Furche hinter den Wirbeln gelegen. Muskeleindrücke mehr oder minder kräftig, an beiden Enden des Schlossrandes gelegen, öfters durch Schwielen gestützt. In der Wirbelhöhlung zuweilen accessorische Muskeleindrücke erhalten. Mantellinie ganzrandig.«

Beushausen unterscheidet 5 Untergattungen. Die Magdeburger Formen gehören zu *Ctenodonta* s. str., wie Herr Dr. Beushausen selbst feststellte und Herr Dr. Tornquist, welcher in seinen Ausführungen ganz dem Genannten folgt, bestätigte. Ich halte an dieser Gattungsbezeichnung fest, obwohl Wh. Hind[2]) den Namen zu Gunsten von *Nucula* wieder eingezogen haben will und ganz nahe verwandte, bezw. identische Muscheln des englischen Untercarbons zu *Nucula* rechnet. Wh. Hind hat den von Beushausen betonten grundsätzlichen Unterschied in der Gestalt des Schlosses zwischen *Ctenodonta* und *Nucula* übersehen und es ist ihm entgangen, dass Beushausen ja beide Gattungen neben einander aufrecht erhält. Beushausen's Werk wird überhaupt nicht

[1]) l. c. S. 65 ff.

[2]) Monogr. British Carboniferous Lamellibranchiata, Part II. Palaeontol. Society 1897, S. 175 ff.

citirt. Wh. Hind's Irrthum ist erklärlich, wenn man bedenkt, dass keine der englischen *Ctenodonten* die Bezahnung deutlich zeigt, auch auf seinen eigenen Abbildungen nicht. Die winzigen Zähnchen unter dem Wirbel sind eben nur in den seltensten Fällen sichtbar.

Die untercarbonischen *Ctenodonten* sind früher durch Mac Coy, Portlock, Phillips, de Ryckholt, de Koninck, Barrois abgebildet und beschrieben, doch meist in ganz unzulänglicher Weise. Tornquist und Hind haben neuerdings je einen Theil der in Betracht kommenden Arten einer kritischen Revision unterzogen, doch fehlt noch viel an ihrer vollständigen Kenntniss.

Ctenodonta Fritschii zählt zu einer Reihe nahe verwandter Formen, welche sich in der Hauptsache durch den Umriss der Schalen, die mehr oder weniger gestreckte Form, die Lage des Wirbels, Abweichungen in der Bezahnung unterscheiden. Ein Vergleich der aus den verschiedenen Ländern — England, Belgien, Elsass, Asturien — beschriebenen Arten erscheint ohne Autopsie der Originale sehr schwierig, da die Gestalt ziemlich indifferent und gleichzeitig, wenn Hind Recht hat, veränderlich ist, die Bezahnung selten erkannt wird und andere hervorstechende Merkmale meist fehlen.

Ctenodonta Fritschii Wolt. liegt nur in einem zweischaligen Exemplar vor. Die Form erinnert sehr an die Abbildung der *Ctenodonta sinuosa* de Ryckholt bei Tornquist, l. c., S. 77, Taf. 19, Fig. 6, weicht aber nach Vergleich von Originalen aus dem Elsass durch die mehr in die Mitte gerückten Wirbel ab. Noch grösser ist der Unterschied von *Ctenodonta sinuosa* de Koninck [1]), ebenso von de Ryckholt's [2]) nicht sehr gelungenen Originalabbildung; hier beträgt die Entfernung des Wirbels vom Hinterrande das Doppelte der Entfernung vom Vorderrande, bei der Magdeburger Form ist dagegen der Hinterrand nur wenig länger als der Vorderrand. Auch der Vergleich guter Typen aus belgischem Kohlenkalk bestätigt diesen Unterschied. *Nucula Pireti*

[1]) Faune calcaire carbonifère, Taf. 26, Fig. 22 ff.

[2]) de Ryckholt, Mélanges paléontologiques Ac. Royale de Belgique II, partie 1847, S. 151, Taf. 71, Fig. 5, 6.

de Kon., S. 133, Taf. 25, Fig. 45—48, welche nach der Bezahnung unzweifelhaft zu *Ctenodonta* gehört, ist im Umriss der Magdeburger Form sehr ähnlich, aber der Wirbel ist auch hier mehr nach vorn gerückt und die Sculptur ist fast glatt.

Beschreibung: Eiförmige, gewölbte, nach hinten wenig ausgezogene, etwas ungleichseitige, fein concentrisch gestreifte Schale. Wirbel fast in die Mitte gerückt, nach dem Schlossrand gebogen, nicht vorspringend. Eine leichte Depression auf dem hinteren Theile der Schale ist angedeutet, Muskeleindrücke sind vorhanden, aber schwach markirt. Schlossrand unter dem Wirbel geknickt, im hinteren Theile werden 9 Zähnchen erkannt, im vorderen Theil lassen sich 4 schräggestellte, nach dem Wirbel zu an Grösse abnehmende Zähnchen erkennen. Länge 10,5, Höhe 7, Dicke (im Steinkern) muthmaasslich 4,5 Millimeter.

No. 110. Fundstelle Hubbrücke.

Die Beziehungen dieser Form und der nahe stehenden *Ctenodonta sinuosa* zu den verwandten englischen Arten lassen sich auch nach dem Erscheinen des II. Theiles der grossen Monographie Wh. Hind's ohne directen Vergleich der Originale nicht sicher ermitteln. Wh. Hind zieht manche Arten, welche nach den Abbildungen erheblich differiren, zusammen, auch die von ihm unter einem Artnamen vereinigten und abgebildeten Exemplare weisen öfters ein recht verschiedenes Aussehen auf. Die continentalen Arten, vor Allem die Gruppe der *Ct. sinuosa* wurden von Hind nicht gebührend berücksichtigt. Ich beschränke mich daher hier auf die Bemerkung, dass seine *Nucula undulata* Phill. nebst *laevirostrum* Portl., *Ctenodonta Fritschii*, *Ct. Pireti*, *Ct. Halli* Barr. ein und demselben Formenkreise angehören dürften, welchen ich nach der charakteristischen und wohl erhaltenen *Ct. sinuosa* zu benennen vorschlage. Es ist zu beachten, dass *Ct. Halli* Barrois der Abbildung nach[1]) in der Bezahnung etwas abweicht, das Schloss scheint jedoch idealisirt dargestellt zu sein. Von *Ct. undulata* und *laevirostrum* ist das Schloss nicht deutlich abgebildet, aber Hind's

[1]) Barrois, Recherches sur les terrains anciens des Asturies et de la Galice (Espagne), Mem. soc. géol du Nord, Tome II 1, 1882, S. 339, Taf. XVII, Fig. 3.

Diagnose lässt kaum einen Zweifel an der Zugehörigkeit zu *Ctenodonta*.

Bei sorgfältiger Prüfung aller dieser Formen unter Vergleich aller Originale und grösserer Suiten dürfte manche Art einzuziehen sein, nach dem jetzigen Stande unserer Kenntniss werden sie aber besser auseinander gehalten.

Ctenodonta sinuosa und ihre Verwandten sind nunmehr aus dem Untercarbon Grossbritanniens, Belgiens, des Elsass, Magdeburgs, Spaniens nachgewiesen.

Ctenodonta cf. laevirostrum Portl.

Taf. III, Fig. 6a—c.

1843 *Nucula laevirostrum* Portlock. Report on the Geology of Londonderry, S. 439, Taf. 36, Fig. 12.

1897. » » Hind. Monograph of British carboniferous Lamellibranchiata, Palaeontographical Society London, S. 183, Taf. 15, Fig. 32, 34—38.

Die abgebildete, in nur einem Exemplar gesammelte Muschel stimmt ausgezeichnet mit Portlock's Beschreibung und Abbildung überein. Portlock's Diagnose lautet: »Distance anterior to beak is to that posterior as 1 to 2, moderately convex, rounded in front, the margin descending in a curve to about one half the transverse length, then curving upwards, posteriorly narrowed and rounded, without any ridge or diagonal rise from the beak, marked by fine concentric striae. The absence of any diagonal ridge and the curved posterior end are characteristic, and distinguish it from *N. claviformis* of Sowerby or of Phillips.«

An dem mir vorliegenden Stücke sind beide Klappen im Zusammenhang erhalten, im »Sculptursteinkern« und Abdruck. Die Schalen sind ein wenig verdrückt, doch ist die Gestalt dadurch nur ganz unwesentlich verändert.

Beschreibung: Länglich eiförmige, nach hinten mässig ausgezogene, ungleichseitige, fein concentrisch gestreifte Schale. Wirbel nach vorn gerückt, ihre Entfernung vom Hinterrand beträgt das Doppelte jener vom Vorderrande, schwach vorspringend. Keine Depression auf dem hinteren Theile der Schale zu beobachten. Muskeleindrücke spurweise angedeutet. Schlossrand unter dem

Wirbel geknickt, im hinteren Theil werden am Steinkern wie Abdruck mehrere Zähnchen bezw. Zahnlücken — im Negativ — deutlich wahrgenommen, die Zahl der Zähnchen lässt sich aber bei der unvollkommenen Erhaltung nicht genau ermitteln. Unter den Wirbeln und im vorderen Theil waren sie überhaupt nicht freizulegen. Länge (Breite) = 12,5, Höhe 7, Dicke muthmaasslich 5 Millimeter.

Die Uebereinstimmung dieser Form mit Portlock's Art ist so bedeutend, dass ich trotz der Verschiedenheit der Ablagerungen nicht an ihrer Identität zweifele, umsomehr als keine der zahlreichen übrigen *Ctenodonta*-Arten aus dem Untercarbon für einen Vergleich in Betracht kommt. Nur der Formenkreis der *Ctenodonta sinuosa* de Ryckh. besitzt eine gewisse Aehnlichkeit, und in diese Gruppe glaubte ich *Ct. laevirostrum* als extremste Form stellen zu sollen.

In neuester Zeit hat Hind[1]) die Art wieder abgebildet und einige andere Arten älterer Autoren hiermit vereinigt. Er giebt Taf. 15, Fig. 32 eine neue Darstellung von Portlock's Original, welche von der früheren, wohl etwas idealisirten Zeichnung etwas abweicht, doch stimmt auch diese gut zu der Magdeburger Form. Ob auch die weiteren Abbildungen Fig. 34—38 zu *Ct. laevirostrum* Portl. gehören, ist mir zweifelhaft.

Hind hält die englische Art für *Nucula*. Der schlecht erhaltene abgebildete Schlossrand lässt keinen sicheren Schluss zu, aber die Beschreibung — hinten 20 kleine, vorn 5 mässig grosse Zähnchen — stimmt gut zu *Ctenodonta*, abgesehen von der Aehnlichkeit der Gestalt mit dem Formenkreise der wichtigen *Ctenodonta sinuosa* de Ryckh., deren Schloss ganz genau bekannt ist, welche aber von Hind gar nicht erwähnt wird. Uebrigens ist bei keiner englischen *Ctenodonta* das Schloss gut erhalten.

Das einzige Magdeburger Exemplar fand sich mit dem grossen, Taf. III, Fig. 8 abgebildeten *Pecten (Pleuronectites)* cf. *praetenuis* auf der wichtigen Platte No. 170 von der Hubbrücke im Hafenkanal. Hind giebt die Art aus unterem und oberem Kohlenkalk,

[1]) l. c. S. 183, Taf. 15, Fig. 32, 34—38.

sowie aus dem Millstone Grit, also oberem Culm, und aus productivem Kohlengebirge an. Das Original PORTLOCK's entstammt den Lower Limestone series.

Pecten (Pleuronectites) cf. praetenuis v. KOENEN.

Tafel III, Fig. 8—16.

1879. *Pecten praetenuis* v. KOENEN. Die Kulmfauna von Herborn S. 329, Taf. VI, Fig. 3, 4.

Die Gattungsbestimmung der Pectiniden des Carbons stösst noch auf grosse Schwierigkeiten. Mit einem gewissen Vorbehalt sind bisher viele Pectiniden des Kohlenkalks Englands, Belgiens und des Oberelsasses nebst solchen aus dem Perm Kärnthens und der Trias von Marmolata zu *Aviculopecten* gestellt worden. Nach freundlicher Mittheilung des Herrn Dr. TORNQUIST hat es den Anschein, dass sich alle diese Formen in gleicher Weise von *Pecten* als von den devonischen *Aviculopectinidae* (FRECH) wohl unterscheiden. Die hinteren Ohren der carbonischen und jüngeren Aviculopectiniden sind grösser als die vorderen, dies ist indessen nach WAAGEN[1]) und SALOMON[2]) das einzige sichere und leichter festzustellende Merkmal, wodurch sich diese Formen von *Pecten* unterscheiden lassen. Die Schlösser sind im Carbon bisher nur an 2 Arten dieser aus verschiedenen Elementen gebildeten Gruppe beobachtet worden, bei *Aviculopecten coelatus* M. COY bei DE KONINCK[3]) und *Euchondria europaea* TORNQU.[4]).

Die vorliegende Pecten-artige Muschel des Magdeburger Culms weicht von *Aviculopecten* sofort durch die Verkümmerung des hinteren und die kräftige Ausbildung des vorderen Ohres ab, auch *Euchondria* ist verschieden, da hier beide Ohren nahezu gleiche Grösse besitzen. Die grösste Aehnlichkeit weist noch immer die alte Gattung *Pecten* auf — obwohl auch hier das hintere Ohr meist stärker entwickelt ist als bei der Magdeburger Form — und

[1]) Salt Range Fossils, Vol. I, 1887, S. 300.

[2]) Geologische und paläontologische Studien über die Marmolata, Palaeontographica, Bd. 42, 1895, S. 147.

[3]) Faune Calcaire carbonifère, part V. Lamellibranch. 1885, S. 225, Taf. 38, Fig. 8.

[4]) Zeitschr. deutsch. geol. Ges. 1897, S. 445, mit Abbildung.

zu dieser Gattung wird die Muschel nach v. Koenen's Vorgang und nach mündlicher Rücksprache mit demselben und Dr. Tornquist vorerst am besten zu stellen sein.

Mit den nächstverwandten, nur durch die etwas kräftigere Radialsculptur unterschiedenen *Pecten praetenuis* v. Koen. typ., *Pecten perovalis* v. Koen.[1]) und *Pecten perobliquus* Roem.[2]) von Lautenthal bildet die Magdeburger Form eine gut ausgeprägte Formengruppe, gekennzeichnet durch schief eiförmigen Umriss, scharf abgesetztes vorderes und verkümmertes hinteres Ohr.

Pecten cf. *praetenuis* liegt zu Magdeburg in einer grossen Anzahl von Individuen — wenigstens 220 — vor, und in sehr verschiedenem Alter und Erhaltungszustande. Mit Rücksicht auf die meist undeutlich ausgeprägte Sculptur unterlasse ich Aufstellung einer besonderen Art. Von einigen zweifelhaften Stücken abgesehen, gehören alle Magdeburger Pectiniden ohne Zweifel derselben Art an.

Beschreibung. Schale mässig gewölbt, in unverdrücktem Zustande etwas höher als lang. Vorderes Ohr gross, vorspringend; hinteres klein, verkümmert, namentlich auf der rechten Klappe. Die Sculptur wird in beiden Schalen durch feine Anwachsstreifen und feine runzelige oder faltige, meist undeutliche, häufig verwischte Radialstreifen, namentlich in der vorderen Hälfte, gebildet. Die Falten sind aber möglicherweise zum Theil nur durch Druck entstanden, jedenfalls treten sie bei starker seitlicher Verdrückung deutlicher hervor[3]). Das vordere Ohr ist auf beiden Klappen verschieden gestaltet. Auf der rechten ist dasselbe ausgezogen, durch eine Furche von der Schale abgesetzt, in der Mitte bis-

---

[1]) Kulmfauna von Herborn, S. 330, Taf. VI, Fig. 5.

[2]) Beiträge, Palaeontographica Band III, S. 48, Taf. 8, Fig. 4. — Roemer kannte nur ein Exemplar von Lautenthal, doch sah ich in der Sammlung der Geol. Landesanstalt zu Berlin einen *Pecten* von Langelsheim, als *P.* conf. *subradiatus* bezeichnet, welcher von dieser Art sehr abweicht und wohl zu *P. perobliquus* gehört.

[3]) Auf den Abbildungen sind die Radialstreifen im Allgemeinen zu regelmässig oder zu kräftig dargestellt, besonders auf Fig. 8, 10, 11. Ursprünglich dürfte die Sculptur aller rechten Klappen ähnlich wie auf Fig. 9, 12 beschaffen gewesen sein.

weilen mit leichter Einsenkung und mit 25—30 oder mehr dichtgedrängten Anwachsstreifen verziert, welche öfter zu Wülsten verbunden sind, siehe Ex. 170a, Taf. III, Fig. 8. Radiale Streifung auf dem Ohre fehlt.

Die linke Klappe, von welcher nur wenige gute Exemplare bekannt sind, ist bisweilen deutlich radial gestreift, so bei Ex. 54a, b, Taf. III, Fig. 15a, b. Das vordere Ohr ist schwach abgesetzt, mit leichter Einsenkung in der Mitte. Sein Umriss ist leicht sichelförmig geschwungen. Die Sculptur des Ohres besteht in Anwachsstreifen, welche dem Verlaufe des Aussenrandes entsprechend sichelförmig geschwungen sind, siehe Ex. 1, Taf. III, Fig. 14. Bisweilen werden schwache Radialstreifen beobachtet. Die hinteren Ohren bilden in beiden Klappen nur eine stumpfe Ausbreitung der Schale.

Pecten cf. *praetenuis* von Magdeburg weicht von dem Typus ebenso wie von *P. perovalis* v. KOEN. nach Vergleich der Originale des Göttinger Museums durch die in der Regel schwächere Radialsculptur ab. *Pecten perobliquus* ROEM. dagegen besitzt nach Studium des Originals in der Clausthaler Sammlung nur concentrische Sculptur.

In der Gestalt erinnern manche Exemplare von Magdeburg nach Herrn Geh. Rath v. KOENEN's Urtheil mehr an *Pecten perovalis* v. KOEN., doch lassen sich die Unterschiede auf Verdrückung zurückführen. Die Magdeburger Individuen gehören gewiss alle derselben Art an. Es muss auch betont werden, dass die Unterschiede zwischen *Pecten perovalis* und *praetenuis* nicht sehr gross sind. Namentlich ist die Beschaffenheit der Ohren, nach Prüfung der Originale, gleich.

Die Abweichungen, welche das charakteristische Leitfossil des Magdeburger Untercarbons je nach Alter und Erhaltungszustand darbietet, sind überraschend und können ohne Vergleich der Uebergänge leicht zur Aufstellung mehrerer Arten verführen. Auch ich nahm bei der ersten Prüfung eines kleinen Materials 2—3 Arten an. Die spätere Untersuchung, bei welcher ich mich der besonderen Unterstützung Herrn Dr. BEUSHAUSEN's zu erfreuen hatte, ergab erst Identität aller rechten Klappen, dann die Zu-

gehörigkeit auch der linken. — So erscheint die Schale, welche ursprünglich höher als lang (breit) war (Ex. 170a, Taf. III, Fig. 8), schon bei leichter Verdrückung länger als hoch. Das Ohr (der rechten Klappe) erscheint dann plattgedrückt, lancettförmig ausgezogen, die Furche ist verschwunden, siehe Ex. No. 44, Taf. III, Fig. 12, ganz abweichend von der Schale No. 34, Taf. III, Fig. 10, welche nur schwach verdrückt ist und annähernd die wahren Umrisse wiedergiebt. Viele Exemplare sind seitlich gequetscht und erhalten so ein *Avicula*-ähnliches Aussehen. Zwei grosse Klappen sind ganz flach gedrückt, das erwähnte Ex. 170a ohne wesentliche Aenderung der ursprünglichen Form, die zweite, aus dem gleichen Stein, einige Centimeter höher oder tiefer, herausgeschlagen, ist durch starke Verdrückung aus einer ursprünglich gewölbten in eine flach concave Schale umgewandelt und stark seitlich ausgezogen, Ex. 170, Taf. III, Fig. 9. Der Rest des grossen, theils weggebrochenen Ohres zeigt auf den Anwachsstreifen 2 Radialfalten, die vielleicht ebenfalls durch Verdrückung entstanden.

Die kleinsten, noch zweifelhaften Exemplare von *Pecten* cf. *praetenuis* haben 2 Millimeter grössten Durchmesser, bei 3 Millimeter Durchmesser sind sie bereits sicher bestimmbar. Diese Jugendzustände wurden auf Taf. III, Fig. 16 (Ex. 41, Steinkern) abgebildet. Am häufigsten fanden sich Individuen von 10—14 Millimetern Höhe, einmal lagen etwa 60 Exemplare dieser Grösse auf einer Platte vereint vor, so dass die Bezeichnung Pecten-Bank angebracht wäre. Doch blieb es bei diesem einen Funde. Abbildungen dieses Stadiums geben Taf. III, Fig. 11—15 (Ex. 63, 44, 166, 54). Ganz ausgewachsene Exemplare sind selten, die grössten bekannten Stücke sind die erwähnten No. 170a und b.

Dimensionen in Millimetern	170a	170b	39	1	41
Höhe	31	24	22	13	7,5
Länge	24	28	17	11	5,5

Die Art fand sich zu Magdeburg an allen Fundstellen vor, besonders häufig und wohlerhalten auf den Schutthalden am Südrande des Kanals, an der Pumpe und Hubbrücke. In 2 Fällen

lagen 15 bezw. 60 Exemplare auf einer Platte vor. Im Ganzen fanden sich wenigstens 220 Exemplare.

Der Formenkreis des *Pecten praetenuis* v. Koen. scheint eine Gruppe für sich zu bilden. Er ist bisher nur aus dem Culm von Herborn, Magdeburg und dem Harze bekannt und dürfte für den Culm Nord- und Mitteldeutschlands charakteristisch sein. Dem Kohlenkalk fehlt er anscheinend ganz.

? **Aviculopecten** sp.

Taf. III, Fig. 17.

Die vorliegende, in nur einem Exemplar beobachtete Muschel ist nicht mit *Pecten* cf. *praetenuis* zu verwechseln. Die Klappe ist anscheinend unverdrückt, ziemlich gewölbt, mit Buckel versehen. An der vorderen (?) Seite ist nur ein kleines, schlecht erhaltenes Ohr sichtbar, an der hinteren — nach der ausgezogenen Schale zu schliessen — ist dasselbe wohl erhalten und gross. Der Aussenrand bildet einen leicht gekrümmten Bogen, aber keine Sichel, wie bei *Pecten* cf. *praetenuis*, ebenso sind die zahlreichen, feinen aber scharfen Anwachslamellen des Ohres nur schwach gebogen. Beide Ohren sind scharf abgesetzt. Die Sculptur der Schale weicht ebenfalls von *Pecten* cf. *praetenuis* ab. Die Anwachsstreifen sind scharf und deutlich abgehoben, trotzdem das Gestein — kein Thonschiefer, sondern sandige vom Kohlengehalt dunkel gefärbte weiche Grauwacke — für die Erhaltung der Sculptur nicht günstig ist.

Höhe = 10, Länge = 11 Millimeter.

Die Bestimmung der Gattung ist bei diesem einzelnen Stück sehr misslich. *Pecten* kommt nicht in Betracht. Die starke Wölbung, das scharf abgesetzte hintere Ohr stimmen auch nicht zu *Aviculopecten* s. str., speciell die Gruppe des *Av. papyraceus* Sow. ist ganz abweichend. In der Sculptur weist *Aviculopecten concentricostatus* M'Coy nach Elsasser Exemplaren (Originalen Dr. Tornquist's) grosse Aehnlichkeit auf, hier sind aber die Anwachslamellen feiner und zahlreicher (ca. 60). Noch feiner ist ? *Aviculopecten densistria* sculptirt. Beide Formen sind aber flach. Ohne Studium grosser Suiten der englischen und belgischen Arten lässt sich nicht wohl angeben, welcher der zahllosen unter »*Aviculo-*

pecten« zusammengefassten Formen die Magdeburger Muschel, falls sie überhaupt dieser Gattung angehört, näher stehen könnte. Die in einem einzigen nicht sehr gut erhaltenen Exemplar vorliegende Magdeburger Form kann recht wohl einen eigenen Typus vertreten, doch unterlasse ich ihre Benennung. Fundplatz: Schutthalde.

? Avicula saxonica Wolt.

Taf. III, Fig. 18.

Diese ganz eigenthümliche Muschel liegt nur in einer ziemlich vollständigen, etwas gequetschten Schale und einem plattgedrückten Fragment vor. Erstere könnte nach der Lage des Wirbels eine rechte Klappe sein.

Beschreibung: Rechte (?) Klappe gewölbt, elliptisch, ziemlich gleichseitig, Wirbel niedergedrückt und nicht vorspringend, ein deutliches hinteres Ohr vorhanden, ein vorderes wird nicht erkannt. Sculptur schuppig, lebhaft an *Pseudomonotis radialis* Phill. bei King [1]) und *Ps. Garforthensis* King bei Waagen [2]) erinnernd, von dicht gedrängten Radialstreifen und feinen Anwachslamellen gebildet, die hin und wieder kräftiger werden, Rand der Schale gefranzt. Die Gestalt des Ohres ist nicht ganz genau zu erkennen, da ein Theilchen desselben abgebrochen zu sein scheint. Jedenfalls war es nicht gross, aber gut ausgeprägt, schwach abgesetzt, mit sichelförmigen Anwachslamellen geziert. Die Radialrippen verschwinden in der Gegend des Schlossrandes ganz. Länge (Breite) = 24 Millimeter, Höhe, im gequetschten Zustande, 16 Millimeter, ursprünglich mehr. Die Dicke der vorliegenden einzelnen Klappe dürfte 4—5 Millimeter betragen haben.

Die linke (?) Schale ist nicht bekannt. Der gleichen Art gehört die untere Hälfte einer kleineren, flach gedrückten Schale an, der obere Theil mit Wirbel und Ohren ist weggebrochen. Die Sculptur stimmt genau überein.

Ich habe dieses charakteristische Fossil des Magdeburger

---

[1]) King, Monograph of Permian Foss. of England, Palaeont. Soc. 1850, S. 158, Taf. 13, Fig. 22, 23.

[2]) Salt Rang, Taf. 22, Fig. 2.

Culms, welches mit keiner bekannten Muschel aus Untercarbon Aehnlichkeit besitzt, vorerst zu *Avicula* im weitesten Sinne des Wortes gestellt, genauere Feststellung der Gattung ist aber vor der Hand nicht möglich.

Das abgebildete Exemplar No. 169 fand sich, mit einem Pflanzenrest vergesellschaftet, an der Hubbrücke, das Fragment an der Ostseite des Hafenkanals auf der Schutthalde.

Lamellibranch. sp. indet.

Taf. III, Fig. 19.

Auch diese, in starker Vergrösserung nach Wachsabdruck wiedergegebene winzige Muschel liess sich nicht näher bestimmen. Umriss und Sculptur der einzigen in Abdruck und angewittert vorliegenden Klappe lassen sich genügend deutlich erkennen, die Beschaffenheit des Schlossrandes aber ist völlig unklar. Die Zeichnung ist hier um ein Weniges idealisirt. Jedenfalls ist die Aehnlichkeit mit *Buchiola* sehr gross, und in die Nähe dieser Gattung würde ich die Form am ersten stellen. Andererseits ist die Möglichkeit nicht ausgeschlossen, dass hier *Aviculopecten* vorliegt und der Abdruck der Ohren nur verwischt ist. Jedenfalls ist die Muschel von allen Magdeburger Formen sicher verschieden und konnte von mir auch in anderen Sammlungen nicht wieder erkannt werden. Nur eine Muschel aus dem Geigenbruch bei Hof, welche mir Herr Geh. Rath v. FRITSCH die Güte hatte vorzulegen, ist ähnlich beschaffen und gehört wohl der gleichen Gruppe (? *Buchiola*) an, ist aber bedeutend grösser und sicher eine andere Art, übrigens am Schlossrand ebenfalls schlecht erhalten.

Beschreibung: Herzförmig, gewölbt, Buckel etwas vorspringend. Die Sculptur besteht aus kräftigen Radialrippen und kaum wahrnehmbaren Anwachsstreifen.

Breite (Länge) 3 Millimeter, Höhe = $2^1/_2$ Millimeter.

Fundort: Hubbrücke (No. 163).

Lamellibranch. sp. indet. (? **Posidonomya**).

Taf. III, Fig. 20, 21, 22.

Da das Vorkommen von *Posidonomya* besonderes Interesse beansprucht, habe ich nach dieser Art viel gefahndet und glaubte

die einzigen, schlecht erhaltenen Muscheln, welche möglicherweise dieser Gattung angehören könnten, nicht unberücksichtigt lassen zu sollen. Die kleine auf Fig. 21 abgebildete Muschel ist besonders charakteristisch und weicht durch die kräftige concentrische Sculptur entschieden von allen bei Magdeburg gefundenen Muscheln ab. Der Buckel erscheint glatt und eingesunken, doch könnte dieser Eindruck möglicherweise von einem anderen Thiere herrühren. Auf der gleichen Platte, No. 253, Ostseite des Hafenkanals, Mitteltheil, befinden sich noch 2 ähnliche, schlechter erhaltene kleine Muscheln, eine etwas grössere ging unterwegs verloren. Von der gleichen Fundstelle rührt die auf Fig. 22 dargestellte, stark verdrückte Muschel her. Dieselbe liess sich nur undeutlich wiedergeben. Am hinteren (?) Rand ist eine ohrartige Verbreiterung angedeutet. Dieselbe rührt aber vielleicht von einem anderen Thiere her. Die auf Fig. 20 abgebildete Muschel aus dem Mitteltheil des Hafens erinnert an *Pecten*, könnte aber möglicherweise auch *Posidonomya* sein. Die dargestellte concentrische Streifung ist in Wirklichkeit etwas stärker, die radiale nur durch Verdrückung entstanden.

Chonetes Laguessiana de Kon.

Taf. II, Fig. 17.

1847. *Chonetes Laguessiana*, de Kon. Monogr. des genres Productus et Chonetes, p. 198, Pl. XX, Fig. 6.

1882. ? » » Kayser. Oberdevon und Culm am Nordrande des rhein. Schiefergebirges. Dieses Jahrbuch für 1881, S. 77, Taf. III, Fig. 17—18.

1895. ? » » Tornquist. Untercarbon in den Südvogesen, Brachiopodenfauna. Abhndl. geol. Spec.-Karte von Elsass-Lothringen, Bd. V, Heft IV, S. 414 (Sonderabdruck, S. 36).

? » » de Kon., G. J. Hinde and H. Fox. On a well-marked Horizon of Radiolarian Rocks in the Lower Culm Measures of Devon, Cornwall, aud West Sommerset. Quart. Journ. Geol. Soc. 1895, S. 650.

Von Brachiopoden hat sich bei Magdeburg überhaupt, ausser einem *Productus*, nur dies eine Exemplar, gewissermaassen zufällig, gefunden, da die kleinen, unansehnlichen Schalen erst bei genauer

Nachprüfung der Platte hervortraten. Das Exemplar liegt vollständig, mit beiden Klappen im Zusammenhang, vor, doch sind die Klappen flachgedrückt. Die zur Artbestimmung so werthvollen Dornen wurden leider nicht beobachtet, sie fehlen übrigens auch auf DE KONINCK's Originalabbildung. Die kleinere Klappe war ursprünglich gewölbt, die grosse concav, und lässt sich dieser Unterschied trotz der Verdrückung noch erkennen.

Beschreibung: Klappen quer verbreitert, halbkreisförmig, an den Seiten erscheinen sie jedoch in Folge der Verdrückung schwach abgestumpft. Die Sculptur besteht aus dicht gedrängten, nach dem Rande hin gespaltenen geraden Streifen, am Rande jeder Klappe werden mindestens 100 gezählt, genau lässt sich die Zahl nicht ermitteln. Daneben wird unter der Lupe sehr deutlich feine, concentrische Streifung wahrgenommen, welche eine Spur von Granulirung hervortreten lässt. Der Schlossrand tritt als gerade, kräftige Leiste hervor. Breite (Länge) = 7,5 Millimeter, Höhe der grossen Klappe ca. 5, der kleinen ca. 4 Millimeter.

Das Magdeburger Brachiopod stimmt sehr gut zu DE KONINCK's Originalbeschreibung und Abbildung, ich glaube sie daher mit ziemlicher Sicherheit identificiren zu dürfen, um so mehr, als dieser Formenkreis dem Kohlenkalk und Culm gemeinsam ist. Völlige Identität lässt sich jedoch ohne Vergleich der Originale nicht feststellen, namentlich mit Rücksicht auf die Unklarheit der Abgrenzung mancher verwandter Typen.

So kommen von den bekannten *Chonetes*-Arten des Culms für einen Vergleich noch *Chon. rectispina* v. KOEN. [1]) und *Chon. Laguessiana* bei KAYSER in Betracht. Erstere weicht nach Vergleich der Originale in der Königl. geol. Landesanstalt durch bedeutendere Höhe (vom Schlossrand zum Unterrand) und kräftigere, obwohl dichtgedrängte Radialrippen ab. Dieselben lassen deutlich Dichotomirung erkennen, während solche bei der zartgerippten Magdeburger Form kaum wahrgenommen wird. Die von KAYSER [2]) beschriebene *Chonetes rectispina* v. KOEN.? von Aprath weicht

[1]) Neues Jahrbuch f. Min. 1879, Taf. VII, Fig. 4.
[2]) Oberdevon und Culm, S. 78, Taf. III, Fig. 13, 14.

durch feine Granulirung von Koenen's Exemplaren ab, der Unterschied beruht aber wohl nur auf dem Erhaltungszustande, denn bei Kayser's Exemplaren weist einzig die, theilweise erhaltene, Kalkschale diese Sculptur auf. Wo die Schale weggebrochen ist, wird die Granulirung so undeutlich wie bei den Herborner und Magdeburger Stücken beobachtet. *Chonetes Laguessiana* Kays. non de Kon., von Tornquist mit Unrecht zu *Ch. perlata*, die bedeutend kräftiger und unregelmässiger berippt ist, auch zahlreiche kräftige, senkrecht stehende Dornen trägt, gestellt [1]), steht in der Sculptur und Gestalt der Magdeburger Form ebenfalls sehr nahe, ist aber etwas gröber berippt. Das charakteristische Unterscheidungsmerkmal zwischen *Chonetes Laguessiana* Kays. und *rectispina* v. Koen., die bei ersterer schräg, bei letzterer senkrecht zum Schlossrand gestellten Stacheln, sind bei *Chonetes Laguessiana* de Kon. von Magdeburg nicht sichtbar. Auch *Chonetes Laguessiana* Tornq. non de Kon. ist etwas gröber berippt als das Brachiopod und de Koninck's Abbildung, wie Vergleich eines Originalexemplares aus dem Elsass ergab. Ueber die Identität des bei G. J. Hinde und H. Fox, l. c., S. 650 beschriebenen [2]) und auf Taf. 18, Fig. 13 abgebildeten Brachiopods wage ich kein Urtheil.

Ohne Zweifel sind alle diese Formen nahe verwandt, *Chon. Laguessiana* de Kon. typ. ist am feinsten, *Chon. perlata* Coy am kräftigsten gerippt.

Das einzige Exemplar fand sich mit dem abgebildeten Exemplar von *Hyolithes Roemeri, Phillipsia* sp., *Glyphioceras* sp. auf der Platte No. 227, welche die Arbeiter im Hafenkanal auflasen.

Productus sp.

Taf. III, Fig. 23a, b.

Das in einem einzigen Exemplar vorliegende, seitlich etwas verquetschte Brachiopod [3]) halte ich für *Productus*, wage aber mit Rücksicht auf die ungenügende Erhaltung und den Mangel an Vergleichsmaterial aus dem Kohlenkalk keine Artbestimmung. Die

[1]) Vergl. über die Synonymie der Formengruppe Tornquist, l. c.

[2]) Die Beschreibung der Brachiopoden war von F. A. Bather übernommen.

[3]) Das Fossil fand sich erst nachträglich im Material.

Schale fehlt, wie bei allen Magdeburger Fossilien, der Sculptursteinkern weist jedoch deutlich die Spuren von Stacheln auf.

Beschreibung: Schale (jedenfalls Ventralklappe) querverlängert, mässig gewölbt, Ohren abgesetzt, flach, Wirbel breit, mässig gewölbt, wenig vorspringend. Schlossrand — nur zur Rechten der Abbildung gut erhalten, auf der linken etwas restaurirt — gerade. Die Sculptur besteht in feinen, namentlich auf dem Ohr deutlich erkennbaren Anwachsstreifen. Hin und wieder erheben sich diese zu kräftigen Lamellen, welche die Oberfläche terrassenförmig durchschneiden. Daneben ist die Schale namentlich auf dem gewölbten Theile und am Beginn der Ohren mit kleinen Hervorragungen bezw. Löchern, den Ansatzstellen der Stacheln, gespickt. Die Länge des Schlossrandes beträgt etwa 15, die Höhe ca. 9 Millimeter, die Dicke mag 4—5 Millimeter betragen haben, ist aber nicht genau zu ermitteln.

Fundort: An der Hubbrücke, Hafenkanal (No. 273).

b. Pflanzen.

Die Pflanzen des Untercarbon von Magdeburg-Neustadt werden durch Herrn Dr. H. Potonié eine besondere Bearbeitung finden.

Vergleich des Magdeburger Untercarbons mit anderen Gegenden.

Die Beziehungen zu dem Culm bezw. Goniatitenkalk Nord- und Mitteldeutschlands ergeben sich aus der nebenstehenden Tabelle.

Für den Vergleich mit dem nächsten typischen Culmvorkommen, dem echten Posidonomyenschiefer von Lautenthal, Langelsheim, Bockswiese, sowie dem Culmkalk von Grund ist zu bemerken, dass der Formenkreis des *Pecten* cf. *praetenuis* im Harz sehr selten, zu Magdeburg sehr häufig ist. Dem Culm des Harzes fehlen viele charakteristische Formen Magdeburgs ganz.

Die Uebereinstimmung der Fauna Magdeburgs mit Herborn ist wesentlich grösser; es ist besonders zu beachten, dass die gemeinsamen Arten auch beiderorts relativ gleich häufig vertreten sind.

Die Zahl der aus dem Harz und von Herborn bekannten, bei Magdeburg aber fehlenden Arten, theilweise Charakterformen des norddeutschen Culms, ist sehr beträchtlich. Doch darf man nicht ausser Acht lassen, dass zu Magdeburg nur die Fauna einer bestimmten Schicht auf kleinem Raume und innerhalb weniger Monate gesammelt werden konnte, während sich die Harzfunde auf mehrere Oertlichkeiten und eine lange Reihe von Jahren vertheilen, ebenso sind die Schichten von Herborn und Umgegend seit vielen Jahren ausgebeutet.

Mit Erdbach-Breitscheid bei Herborn hat Magdeburg nur eine Art gemeinsam. Diese durch ihren Reichthum an Cephalopoden und Gasteropoden ausgezeichnete Fauna ist augenscheinlich älter als der Posidonomyenschiefer. Doch verdient hervorgehoben zu werden, dass Erdbach-Breitscheid eine Reihe von Typen, welche Magdeburg fremd sind, mit dem Harz und Her-

Liste der aus dem Magdeburger Untercarbon beschriebenen Formen und ihre Verbreitung in anderen Gegenden.

	Unterer Culm bezw. Goniatitenkalk							Kohlenkalk			Marbre griotte	Ober-carbon Schlesiens
	Erdbach	Harz	Herborn	Aprath	Hagen	Hof (Geigen-bruch)	Südwest-England	England	Belgien	Elsass	Asturien	
Listracanthus cf. *Beyrichi*			+		+	+			+			
Cypridina cf. *subglobularis*		+	+	+								
Phillipsia sp.												
Phillipsia sp.												
Glyphioceras cf. *crenistria*		+	+		+		+	+			+	
Glyphioceras sp.												
? *Glyphioceras* sp.												
? *Dimorphoceras Tornquisti*												
Orthoceras striolatum	+	+	+	+		+	+					
Hyolithes Roemeri			+									
Janeia aff. *Puzoziana*									+			+
Ctenodonta Fritschii (Formenkreis der *Ct. sinuosa*)									+	+		
Ctenodonta laevirostrum								+				
Pecten cf. *praetenuis* (Formenkreis)		+	+									
? *Aviculopecten* sp.												
? *Avicula Saxonica*												
Lamellibranchiata sp. indet. (? *Buchiola*)												
Lamellibranchiata sp. indet. (? *Posidonomya*)												
Chonetes Laguessiana (Formenkreis)			+	+	+		+	+	+	+		
Productus sp.												

Das Untercarbon Nord-

Gegend von Düsseldorf, Ratingen, Velbeck	Landstrich zwischen Elberfeld-Barmen und Stadtberge	Ostrand des rheinischen Schiefergebirges	Oberharz
Flötzleerer Sandstein und Grauwacke, mindestens 900 Meter mächtig	Flötzleerer Sandstein, Grauwacke, mindestens 900 Meter mächtig	Flötzleerer Sandstein und Grauwacke	Grauwacken mit untergeordneten Schieferlagern, Conglomeraten. N. Langsdorff bis 1650 Meter mächtig
Posidonomyenschiefer mit Culmkalken, mindestens 150 Meter mächtig	Posidonomyenschiefer mit Grauwacken etc. 250 Meter und mehr mächtig	Posidonomyenschiefer mit Einlagerungen	Posidonomyenschiefer mit z. Th. mächtigen Grauwackeneinlagerungen, n. Langsdorff bis 750 Meter stark
Kohlenkalk, bei Ratingen 250 Meter und mehr stark, ostwärts sich auskeilend			
	Kieselschiefer etc.	Kieselschiefer und andere Schiefer mit dem Erdbacher Kalk	Adinolschiefer und Kieselschiefer ca. 60 Meter stark
Jüngstes Oberdevon, Kramenzel	Jüngstes Oberdevon, Kramenzel	Jüngstes Oberdevon, z. Th. Diabas und Diabastuff, z. Th. Kramenzel	Jüngstes Oberdevon (Kramenzel), Cypridinenschiefer mit Clymenien

born gemeinsam hat, als *Glyphioceras Roemeri*, *Prolecanites ceratitoides*, *Orthoceras scalare*, *Chaenocardiola*, *Camarophoria papyracea*, *Spirifer macrogaster* u. a. Dies Verhältniss deutet auf ein jüngeres Alter des Magdeburger Untercarbons gegenüber Breitscheid hin.

Die beiden westlich und näher dem Rhein belegenen Culmfundorte Aprath und Hagen führen wieder die typische Culmfauna vom Alter des Posidonomyenschiefers, wie Lautenthal und Herborn, weisen aber durch ihren Reichthum an grossen Brachiopoden auch Beziehungen zum belgischen Kohlenkalk auf. Die Fauna von Hagen ist noch nicht Gegenstand eingehender wissenschaft-

und Mitteldeutschlands.

Magdeburger Gegend	Ostthüringen, Voigtland	Frankenwald	Gegend von Hof
Grauwacke und Schiefer	Grauwacken mit Schiefern, nach der Gesteinsbeschaffenheit in 2 Glieder theilbar	Grauwacken mit Schiefern und Conglomeraten, sehr mächtige Schichtenreihe	
	Culmdachschiefer und Culmschiefer mit weniger starker Schieferung	Culmdachschiefer und Culmschiefer mit weniger starker Schieferung	Schiefer mit mehreren Kohlenkalkstöcken oder Lagern
	Geoden mit Phosphoritknollen und Russschiefer	z. Th. Russschiefer	Schiefer des Geigenbruchs
	Jüngstes Oberdevon, Cypridinenschiefer mit Clymenien	Jüngstes Oberdevon, Cypridinenschiefer mit Clymenien	Jüngstes Oberdevon, Cypridinenschiefer mit Clymenien

licher Bearbeitung gewesen, indessen überzeugte mich die Durchsicht der Suiten KRÜGER's besonders in der Geologischen Landes-Anstalt zu Berlin von der Verwandtschaft dieser Kalkbildung mit der Fauna von Aprath. Es scheint jedoch, als wenn zu Hagen wenigstens 2 verschiedene Horizonte auftreten. Mit Magdeburg haben Aprath und Hagen je 3 Arten gemeinsam.

Eigenthümlich sind dem Magdeburger Untercarbon, im Gegensatz zu allen vorerwähnten Culmfundorten, *Dimorphoceras Tornquisti*, *Janeia* aff. *Puzoziana*, *Ctenodonta Fritschii* und *laevirostrum*, von welchen die beiden ersteren besonderes Interesse beanspruchen.

Mit der reichen Fauna des Untercarbons der Geigenschiefer von Hof[1]) sind nur 1 oder 2 Arten identisch. Die Magdeburger Fauna steht hiernach in ihrer Zusammensetzung unter den deutschen Fundorten der Culmfauna von Herborn noch am nächsten, weist aber auch von dieser beträchtliche Unterschiede auf.

Das Carbon Grossbritanniens war bis vor Kurzem noch ungenügender bekannt als der deutsche Culm. In den letzten Jahren haben sich zahlreiche englische Geologen eingehend mit diesem Schichtensystem befasst; wir verdanken ihnen eine Reihe paläontologischer Monographien und geologischer Aufsätze[2]). Doch vor der Hand beweisen diese Veröffentlichungen nur, welches Dunkel noch über dem Carbon Englands liegt. Ich erinnere nur an die Anfangsworte des Aufsatzes von W. Hind im Juniheft d. Geological Magazine, Dec. IV, Vol. III, No. 384, 1896, S. 255, »on zonal Divisions of the Carboniferous System«. Auf die interessanten Arbeiten von Henry Woodward[3]), Hinde und Fox[4]), Hind[5]) sei hier nur kurz hingewiesen, eingehenderen Vergleich behalte ich mir für eine künftige Veröffentlichung vor. Genaue Parallelen zwischen dem unteren Carbon Englands und Deutschlands zu ziehen dürfte jedoch, wenn überhaupt, erst nach Vollendung der citirten Monographien und besserer Kenntniss der einzelnen Localfaunen beider Gebiete gelingen.

Das Untercarbon Magdeburgs besitzt nur wenige Arten mit dem englischen Culm gemeinsam, dagegen weist es einige interessante Formen auf, welche sonst nur aus dem Kohlenkalk Englands und Belgiens bekannt sind (vergl. Tabelle).

---

[1]) Leyh, Beiträge zur Kenntniss des Palaeozoicum der Umgegend von Hof a/Saale. Zeitschr. deutsch. geol. Ges. 1897, S. 504 ff.

[2]) Für den Nachweis der neuesten englischen Litteratur bin ich Herrn Dr. Tornquist zu besonderem Danke verpflichtet.

[3]) A Monograph of the British carboniferous Trilobites, Palaeontographical Society, 1883/84.

[4]) Georg Jennings Hindé and Howard Fox, On a well marked Horizon of Radiolarian Rocks in the Lower Culm Measures of Devon, Cornwall and West-Sommerset. Quart. Journ. of Geolog. Society. Nov. 1895, Taf. 51, S. 609.

[5]) Wheelton Hind, A Monograph of the British Carboniferous Lamellibranchiata. Palaeontographical Society 1896 ff. part I, II. — Wh. Hind, On the Subdivisions of the Carboniferous Series in Great Britain, and the true position

Das Elsasser Untercarbon besitzt nach TORNQUIST's[1]) Untersuchungen nur 2 Formenkreise, die sich auch bei Magdeburg wiederfinden; einer derselben ist dem gesammten Untercarbon eigen, der andere sonst auf den Kohlenkalk beschränkt.

Unter den von GÜMBEL[2]) aus dem Kohlen- oder Bergkalk angeführten Arten aus dem Fichtelgebirge ist keine mit Magdeburg identisch.

Zusammenfassung.

Eine genaue Gliederung des Kohlengebirges oder auch nur seiner ältesten Theile nach den Resten von Meeresthieren ist noch nicht durchführbar. In mächtigen Schichtenreihen, namentlich in dem »flötzleeren Sandstein« Westfalens, in den Culmgrauwacken des Harzes und des östlichen Thüringens, des Frankenwaldes u.s.w. fehlt es an marinen Versteinerungen nahezu gänzlich. Die Untersuchungen LIEBE's in Ostthüringen und bestätigende Beobachtungen beweisen, dass an manchen Stellen das Kohlengebirge übergreifend über Devonschichten verschiedenen Alters und selbst über Silur lagert, obwohl eine gleichförmige Ueberdeckung des jüngsten Oberdevons durch das älteste Untercarbon vorhanden zu sein scheint.

Nach dem jetzigen Stande unserer Kenntniss ist für eine Gleichstellung der Magdeburger Grauwacke mit anderen Schichten Folgendes zu bemerken:

1. Anklänge an das Devon werden entschieden vermisst.
2. Die Beziehungen zu der Cephalopodenfauna von Erdbach-Breitscheid sind gering.

---

of the Beds mapped as the Yoredale series. Geol. Mag. Dec. IV, vol. IV. April, May 1897. — WH. HIND, On the Life-zones of the Carboniferous deposits of Europe. Geol. Mag. Decade IV, vol. V. 1898, S. 68.

[1]) Untercarbon am Rossbergmassiv, l. c. Es war mir vergönnt, das gesammte Material im Strassburger Geolog. Institut direct zu vergleichen. Hierbei konnten Herr Dr. TORNQUIST und ich feststellen, dass auch die, noch unbeschriebene Cephalopoden- und Crustaceenfauna durchweg von der Magdeburger verschieden ist.

[2]) GÜMBEL, Geognostische Beschreibung des Königreichs Bayern III. Fichtelgebirge 1879, S. 530 ff.

3. Näher ist das Verhältniss zu den Posidonomyenschiefern von Lautenthal etc., Herborn, Aprath, Hagen i/W.

4. Die Seltenheit oder das Fehlen der *Posidonomya Becheri*, die Abwesenheit der Prolecaniten, des *Orthoceras scalare*, der *Camarophoria papyracea* etc. sowie die Häufigkeit des *Dimorphoceras Tornquisti* und der *Janeia Puzoziana* machen es wahrscheinlich, dass die Magdeburger Fauna einer jüngeren Carbonstufe angehört als die Posidonomyenschiefer Nord- und Mitteldeutschlands.

Einen Ueberblick der Schichtenreihen giebt vorstehendes Schema (S. 60), bei dessen Zusammenstellung ich mich der gütigen Unterstützung des Herrn Geh. Rath v. Fritsch zu erfreuen hatte.

Die Beziehungen der Magdeburger Fauna zu dem Untercarbon anderer Gegenden Europas ergeben sich aus der Tabelle.

Ob der Culm im engeren Sinne eine Faciesbildung des Kohlenkalkes oder wenigstens einzelner Theile dieses Schichtensystems, welcher in Belgien eine Mächtigkeit bis 800 Meter erreichen soll, darstellt, ist eine Frage, zu deren Lösung die Magdeburger Fauna keinen genügenden Anhalt geben kann. Doch zeigt sich eine Vergesellschaftung von Thieren, die mit den Faunen anderer Gegenden nicht völlig übereinstimmt und so die grosse Mannichfaltigkeit der Meeresabsätze der Untercarbonzeit bestätigt.

Alle Wechsel der Erscheinungen und die Abweichungen mancher Localfaunen, wie z. B. der im Elsass, ferner die Häufigkeit von untercarbonischen Sandsteinen und Conglomeraten in Mitteleuropa finden wohl am einfachsten ihre Erklärung in der Annahme, dass zahlreiche Inseln damals aus dem Meere aufragten, welches den Kohlenkalk, die Culmschiefer und die Grauwacke hinterlassen hat.

Tektonische Störungen der triadischen Schichten bei Eckartsberga, Sulza und Camburg.

Von Herrn **E. Schütze** aus Jena.

(Hierzu Tafel XXI — XXIV.)

I. Einleitung.

Die Thüringer Senke[1]) wird von mehreren Höhenzügen durchschnitten, welche NW. streichen und den Bruchrändern des Harzes und Thüringer Waldes parallel verlaufen. Diese Höhenzüge oder Hügelketten werden von Spaltenzügen begleitet, die wahrscheinlich gleichen Alters mit den Randspalten des Thüringer Waldes und Harzes sind. Eine dieser Bruchzonen, bei Kahla, wurde auf Veranlassung des Herrn Prof. Dr. Linck, von Ernst Naumann[2]), eine zweite, über Camburg, Sulza und Eckartsberga ziehende, von mir untersucht, und wird in den folgenden Zeilen erläutert.

Der Höhenzug, dem das besprochene Gebiet angehört, nimmt seinen Ausgang vom Eichsfelde. Zuerst führt er den Namen »Dün«, dann heisst er bis zur Sachsenburger Pforte, wo auf seinem Rücken am engen Durchbruche der Unstrut die beiden Sachsenburgen thronen, Hainleite, noch weiter nach SO. am rechten Ufer der

---

[1]) Ueber die Bezeichnung vergl. Spiess, Physikalische Topographie von Thüringen 1875, S. 24 und F. Regel, Thüringen 1892, Bd. I, S. 56 ff.

[2]) Ernst Naumann, Tektonische Störungen der triadischen Schichten in der Umgebung von Kahla. Dieses Jahrbuch für 1897, S. 131.

Unstrut bis zur Lossa wird er als Schmücke bezeichnet, während endlich deren geradlinige Fortsetzung bis nach Sulza den Namen Finne trägt. Geographisch allerdings bezeichnet der Name »Finne« nicht nur den Muschelkalkhöhenzug, sondern auch das nordöstlich davon gelegene Sandsteinplateau. Doch beschränkt man ihn vom geologischen Standpunkte zweckmässiger auf den im SW. gelegenen Steilabsturz und dehnt ihn dafür nach SO. weiter aus. Gewöhnlich nämlich lässt man die Finne nur bis zur Ilm [1]), ja einige Autoren wie Charpentier [2]), Leonhardi [3]), Hoffmann [4]) u. A. lassen sie nur bis Eckartsberga gehen. Geologisch gehört aber, wie sich aus vorliegender Aufnahme ergiebt, das Gebiet von Sulza bis Camburg, vielleicht sogar bis Eisenberg zur Finne, denn dieser ganze Landstrich stellt ein tektonisch zusammengehöriges Gebiet dar.

Zwar hatte Charpentier l. c. an der Finne und deren Fortsetzung die 60—70° geneigte Lagerung der Schichten beobachtet; doch finden wir bei Keferstein [5]) auf der von Güssefeld entworfenen »Charte über die Länder des Herzoglich-Sächsischen Ernestinischen Hauses«, die übrigens auch in Bezug auf Formationsgrenzen sehr ungenau ist, oder bei F. Hoffmann [6]) keine Andeutung der tektonischen Störungen an der Finne.

Erst K. v. Hoff, ein ausgezeichneter Beobachter, spricht 1830 die Ansicht [7]) aus, dass diese Gebirgszüge im Innern Thüringens nicht durch Erhebung entstanden, sondern die Schichten an beiden oder wenigstens an einer Seite in die Tiefe gesunken seien [8]).

---

[1]) Vergl. L. Naumann, Skizzen und Bilder zu einer Heimathskunde des Kreises Eckartsberga. 1. Heft 1898, S. 96, 97, 106 ff.

[2]) J. F. W. Charpentier, Mineralogische Geographie der Chursächsischen Länder 1778, S. 351.

[3]) M. F. G. Leonhardi, Erdbeschreibung der Chursächsischen- und Herzoglich-Sächsischen Lande 2. Ausgabe 1790, I. Bd., S. 17.

[4]) Fr. Hoffmann, Uebersicht der orographischen und geognostischen Verhältnisse vom nordwestlichen Deutschland 1830, I. Theil, S. 117.

[5]) Keferstein, Teutschland, geognostisch-geolog. dargestellt. 1821—31, Bd. 2.

[6]) Fr. Hoffmann, Geognostischer Atlas vom nordwestlichen Deutschland 1830.

[7]) K. v. Hoff, Das Nadelöhr im Thale der Werra und Einiges über Thalbildung. Neues Jahrbuch für Mineralogie etc., I. Jahrgang 1830, S. 432.

[8]) Eine Reliefdarstellung giebt K. v. Hoff in »Höhenmessungen in und um Thüringen«. 1843.

1836 bespricht dann ZENKER[1]) die Thalbildungen an der Saale und zeigt dabei schon ganz richtig, dass es in Jenas Umgebung eigentlich keine Berge, sondern nur Thalwände giebt; er vermuthet, dass die Flüsse sich auf Störungslinien eingefressen haben, die im Geiste jener Zeit, als durch Dämpfe entstanden, erklärt werden.

Schematisch angedeutet wird die Störungszone Eisenberg-Eckartsberga auch auf der geognostischen Specialkarte des Königreichs Sachsen (Section XVIII: Leipzig-Jena)[2]), wo sie in den zur Karte gehörigen Erläuterungen[3]) näher besprochen und als »Aufrichtungslinie« oder »Bruchlinie« bezeichnet wird. Auf dieser Karte finden wir auch das Stückchen Röth an der Naumburger Strasse in Camburg, das zwischen Muschelkalk eingeklemmt ist; sein Erscheinen an dieser Stelle wird durch Hebung erklärt. Die Störung ist auf der Karte durch eine gestrichelte Linie angegeben, die sich von Burgholzhausen über Eckartsberga nach der Saline Sulza zieht. Bei Sulza soll diese Aufrichtung und Erhebung der Schichten, wie in den Erläuterungen angegeben wird, »durch das Ilmthal eine Verwerfung erleiden«; aus dieser Verwerfung folgert nun der Verfasser, dass die Bildung des Ilmthales mit einer »Spaltenaufreissung« in der Richtung SW.—NO. zusammenfalle. Auch wird über diese SW.—NO. streichende Spalte bemerkt: »welche Linie, auffallend genug mit der Lage der Salinen Sulza, Kösen und Dürrenberg zusammentrifft, die sämmtlich ihre Soole aus tiefen Bohrlöchern oder Schächten (wahrscheinlich aus dem Zechstein) gewinnen, und deren ursprüngliche Salzquellen vielleicht durch jene Spalte veranlasst waren«. Die Störung setzt nach der Karte weiterhin bei Dorf Sulza am rechten Ilmufer wieder auf, geht an Schmiedehausen vorbei, durch das Saalthal nach der erwähnten Stelle bei Camburg, wo der Röth zu Tage tritt. Von hier ist die Trace

[1]) J. C. ZENKER, Historisch-topographisches Taschenbuch von Jena und seiner Umgebung 1836, S. 242ff.

[2]) C. F. NAUMANN und B. COTTA, Geognostische Specialkarte des Königreichs Sachsen und der angrenzenden Länderabtheilungen (1 : 120000). 1836—1844.

[3]) Kurze Uebersicht der auf Section XVIII der geognostischen Charte des Königreichs Sachsen und der angrenzenden Länderabtheilungen dargestellten Gebirgsverhältnisse. Freiberg 1841.

der Verwerfung geradlinig an Posewitz und Thierschneck vorbei bis nach Trölpa zur Grenze des Muschelkalks gezogen. Auch bei Eckartsberga ist die Stelle schon richtig angegeben, wo Buntsandstein zwischen Muschelkalkschichten liegt. Auf den der Karte beigegebenen Profilen kommt die Störung ebenfalls zum Ausdruck. In seiner Uebersichtskarte des Königreichs Sachsen [1]) dagegen giebt C. F. Naumann nichts von der Dislocation an.

In den Jahren 1844—1847 gab B. Cotta eine geognostische Karte [2]) heraus, welche als Fortsetzung der vorher besprochenen geognostischen Specialkarte des Königreichs Sachsen zu betrachten ist. Auf dem Blatt »Weimar-Gotha« ist jedoch die Dislocationslinie von dem Blatt »Leipzig-Jena« nicht übernommen.

Indessen ist Cotta in mehreren Aufsätzen [3]) auf die Tektonik unseres Gebietes eingegangen. Neben einigem Detail über die einzelnen Linien, so auch über die Dislocation Sachsenburg-Eisenberg, finden wir Erörterungen über die Entstehung der »Erhebungslinien«, »Spalten«, »Aufrichtungen« und »elliptischen oder runden Erhebungen (Gebirge oder Berge)«, welche als eine Folge des Vulcanismus angesehen werden und nach Bildung des Unteren Keupers entstanden sein sollen; eine Ansicht, die er später modificirt, indem er die Dislocationen in der Thüringer Senke mit der letzten »Erhebung« des Thüringer Waldes in Beziehung bringt und ihre Entstehungszeit an das Ende der Keuper-, vielleicht sogar der Liasablagerung versetzt. Eine zusammenfassende Darstellung giebt Cotta in seinem Buch »Deutschlands Boden«, das 1858 in 2. Auflage erschien.

In den vierziger Jahren hat auch G. Herbst über die Lagerung im Ilmthale einige Aufsätze [4]) veröffentlicht. Er ist der Meinung, dass die Thalbildung hauptsächlich durch die »Auf-

[1]) C. F. Naumann, Geognostische Generalcharte des Königreichs Sachsen und der angrenzenden Länderabtheilungen 1845.

[2]) B. Cotta, Geognostische Karte von Thüringen (1: 120000). 1844—1847.

[3]) B. Cotta, Ueber Erhebungslinien in Thüringen. Neues Jahrbuch für Mineralogie etc. 1840, S. 292; 1842, S. 215; 1843, S. 574; 1845, S. 74; 1849, S. 542. Anleitung zum Studium der Geognosie und Geologie 1842, Bd. 1, S. 396.

[4]) G. Herbst, Neues Jahrbuch für Mineralogie etc. 1842, S. 426; 1849, S. 543.

richtung« der Muschelkalkschichten hervorgerufen sei, so jedoch, dass schon vor dieser Aufrichtung eine gewisse Thalbildung vorhanden war.

Sehr wichtig in Bezug auf die Lagerungsverhältnisse der Thüringer Senke sind ferner die Arbeiten[1]) HEINRICH CREDNER's, welcher zwei Karten von Thüringen veröffentlichte[2]) und in den Erläuterungen[3]) dazu auch die »Erhebungen« erwähnt, »welche kurz nach Ablagerung des Muschelkalkes endeten und die letzten Wirkungen der vulkanischen Thätigkeit waren, die bei der »Hebung« des Thüringer Waldes in dem Hervortreten der Porphyre und Melaphyre ihren Culminationspunkt erreicht hatte und sich auch späterhin hauptsächlich bis zum Beginn der Keuperbildung durch gewaltsame Erschütterungen beurkundete, wenn sie auch keine neuen plutonischen Massen hervorrief«. In den Erläuterungen zur zweiten Karte geht er näher auf die Zeit der Entstehung der »Hebungen« ein und unterscheidet 4 Perioden: 1) Entstehung von »Hebungslinien« zur Zeit des Buntsandsteins, 2) »Hebungsperiode« zur Zeit des oberen Muschelkalks und der Lettenkohle, 3) »Hebungen« nach Ablagerung des mittleren Keupers und 4) »Hebungen« nach Ablagerung des Lias.

In neuerer Zeit hat E. E. SCHMID[4]) noch einige Beiträge zu den Lagerungsverhältnissen an der Finne geliefert. Nach ihm bilden die Schichten zwischen Sulza und Camburg ein Gewölbe, dessen Scheitel bis Lachstedt hin eingesunken ist. Weiter erwähnt er ganz kurz eine Verwerfungskluft zwischen Camburg und

---

[1]) H. CREDNER, Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. 1851, S. 362, 365, 380. Versuch einer Bildungsgeschichte der geognostischen Verhältnisse Thüringens 1856. Physionomik Thüringens, Zeitschr. für die ges. Naturwissenschaften, Bd. 7, S. 520. 1856.

[2]) Thüringen und der Harz (1 : 1000000) von E. v. SYDOW & H. CREDNER, Geognostische Karte des Thüringer Waldes (1:200000). 1855.

[3]) H. CREDNER, Uebersicht der geognost. Verhältnisse Thüringen und des Harzes 1843. Versuch einer Bildungsgeschichte der geognostischen Verhältnisse des Thüringer Waldes 1855.

[4]) Erläuterungen zu den betreffenden Blättern der geognost. Specialkarte von Preussen u. den Thüring. Staaten.

Tümpling und eine auf der Karte nicht eingetragene, unbedeutendere Störung zwischen Camburg und Debritschen, wo der Obere Muschelkalk bis zum Saalespiegel eingesenkt ist. Diese Störung soll auf Wetzdorf (Blatt Camburg) zu streichen. In den Erläuterungen zu Blatt Apolda unterscheidet Schmid eine sattelförmige in OSO. streichende »Aufbiegung« und eine muldenförmige in SSW. streichende »Einbiegung«, welche sich in der Thalenge bei Sulza rechtwinklig kreuzen. Von Verwerfungen kennt E. E. Schmid nur je eine am Herlitzenberg, zwischen Krähenhütte und Grimme und am Äptischen Berge.

In den Erläuterungen zu Blatt Eckartsberga giebt das Profil Fig. 2 von Auerstedt nach der Strasse Eckartsberga-Kösen kein ganz richtiges Bild der dortigen Verhältnisse, worauf auch Regel [1]) schon aufmerksam macht. Aehnlich verhält es sich mit dem Profil Fig. 3, wo die Lagerungsverhältnisse bei Eckartsberga dargestellt werden und nur eine Verwerfung angegeben wird; bei Marienthal wird die Dislocation durch Aufrichtung erklärt.

Aus der grossen Mächtigkeit der einzelnen Glieder der Trias in dem Bohrloch von Stotternheim und im Schachte auf dem Johannisfeld bei Erfurt schloss Schmid [2]) auf eine Senkung des Bodens des Triasmeeres, welche die heutige Beckenform Thüringens schon damals hervorrief, und aus der ungleichförmigen Auflagerung des Keupers auf Muschelkalk folgert er [3]), dass die »Zusammenschiebung, Faltung, Quetschung und Spaltung« der mittleren und unteren Trias bereits vor dem Absatz des Mittleren Keupers und zwar gleich nach Ablagerung der Lettenkohle stattfand, sodass diese weder ausgetrocknet war, noch ihre plastische Beweglichkeit verloren hatte [4]).

In neuester Zeit hat F. Regel in seinem Werke »Thüringen« die Störungszonen zusammengestellt und dadurch ein Gesammtbild vom Bau der Thüringer Senke gegeben. Auf die Störung an der

---

[1]) Regel, Thüringen, Bd. 1, S. 275.

[2]) Erläuterung zu Blatt Stotternheim S. 5 u. 6.

[3]) Erläuterung zu Blatt Eckartsberga S. 11.

[4]) E. E. Schmid, Der untere Keuper des östlichen Thüringens. Abhandlungen zur geolog. Specialkarte von Preussen I, 2, 1874.

Finne kommt er nur ganz kurz zu sprechen, weil die bis dahin hierüber veröffentlichten Arbeiten nicht mehr dem heutigen Standpunkt der geologischen Wissenschaft entsprachen.

In den folgenden Erläuterungen sollen nun die älteren Ansichten mit den Resultaten einer vollständigen Neukartirung dieses Störungsgebietes zu einem einheitlichen Bilde vereinigt werden.

I. Orographie.

Werfen wir einen Blick auf die orographischen Verhältnisse des Gebiets, so fällt uns zunächst auf, dass im NW. von Sulza bis Burgholzhausen ein Höhenrücken auftritt, während im SO. der genannten Stadt sich ein solcher nicht mehr aus der Umgebung hervorhebt. Dieser Höhenrücken, dem im nordwestlichen Theile ein Buntsandsteinplateau nach NO. hin angelagert ist, zeigt nach SW. hin einen Steilabfall, in welchen verschiedene schluchtartige Thäler eingeschnitten sind, so bei Burgholzhausen das eiserne Thor, bei Eckartsberga, südöstlich von letzterem Orte, das Reisdorfer Thal. Ferner wird der ganze Höhenrücken durch den Lisbach — in dortiger Gegend Lanitz genannt — zwischen der Tamsel und Sonnenkuppe in einem tiefen, schluchtartigen Thale durchbrochen und dann bei Sulza durch das etwas breitere Thal der Ilm von der südöstlich gelegenen, als Hügelkette nicht mehr hervortretenden plateauartigen Fortsetzung des Gebiets abgeschnitten. Auch dieses Gebiet wird an einzelnen Stellen, so zwischen Stöben und Schmiedehausen und bei Lachstadt, von auffallenden tiefen Querthälern durchschnitten, wie auch das Saalthal bei Camburg offenbar einem Zusammenwirken von Längs- und Querspalten seine eigenthümliche Biegung verdankt.

Die mittlere Erhebung des Rückens beträgt etwa 270 Meter über NN. Die höchste Erhebung ist die Lichtenburg mit 331 Metern, es folgt dann die Ohraukuppe mit 275 Metern, daran schliesst sich der 263 Meter hohe Schlossberg bei Eckartsberga an, während die Tamsel nur noch 236 Meter Höhe besitzt. Die mittlere Erhebung des Bergrückens über die Thalniederung des Seebachs und der Emse dürfte wenig von 120 Metern ab-

weichen. An den Stellen, wo der Höhenzug von den Thälern durchbrochen wird, treten die Rücken besonders scharf aus ihrer Umgebung hervor und bilden sogenannte Kuppen, und auf diesen stehen oder standen einst Burgen und Schlösser. Die Ortschaften liegen am nordöstlichen oder südwestlichen Rande der Erhebung, oder sie haben eine windgeschützte Stelle in den tiefen Thaleinschnitten gefunden.

II. Geologischer Theil.

a) Allgemeines.

An dem Aufbau des Gebietes nehmen die Schichten vom Mittleren Buntsandstein bis zum Mittleren Keuper theil.

Der Mittlere Buntsandstein stellt einen Complex von weissen und rothen Sandsteinen dar, welchen Thonbänke eingelagert sind, die Veranlassung zur Bildung von kleinen Wassertümpeln geben. Die Sandsteine werden in Folge ihrer lockeren Beschaffenheit als Scheuersand gegraben.

Der Obere Buntsandstein oder der Röth besteht aus einer Folge von Mergeln, Dolomiten und quarzitischen Gesteinen. Die obersten Schichten des Röths sind an der Naumburger Strasse in Camburg, dann im Eisernen Thor und im Thale zwischen der Lichtenburg und dem Stephansberg gut aufgeschlossen, während Aufschlüsse im unteren Röth fehlen.

Der Muschelkalk zeigt im Allgemeinen dieselbe Ausbildung wie in der Gegend von Jena[1]).

Im Unteren Muschelkalk konnten auch hier die Oolithbänke α und β[2]) nicht mit Sicherheit festgestellt werden, daher erfolgte die Ausscheidung derselben auf der Karte nicht. Einen sehr constanten Horizont bilden dagegen die Werksteinbänke des oberen Wellenkalkes (Terebratulabänke Schmid's) und die sogenannten Schaumkalkbänke. Im Schaumkalk ist wie im

---

[1]) R. Wagner, Beitrag zur genaueren Kenntniss des Muschelkalks bei Jena. Abhandl. der Königl. preuss. geolog. Landesanstalt, Neue Folge Heft 27, 1897.

[2]) W. Frantzen, Untersuchungen über die Gliederung des Muschelkalks u. s. w. Dieses Jahrbuch für 1887, S. 1.

Buntsandstein die discordante Parallelstructur oder Diagonalschichtung[1]) sehr weit verbreitet. Bei der Abgrenzung des Unteren gegen den Mittleren Muschelkalk ist man meist nur auf die Terrainform angewiesen, da geeignete Aufschlüsse in dieser Region gewöhnlich fehlen; darum wurde auch, weil die Schaumkalkbänke einen Vorsprung gegenüber den leicht verwitternden Orbicularisplatten und den Schichten des Mittleren Muschelkalks bilden, diese Terrainkante als Grenze gegen den Mittleren Muschelkalk benutzt und die Orbicularisplatten zum Mittleren Muschelkalk gezogen.

Der Mittlere Muschelkalk besteht der Hauptsache nach aus lichten, dolomitischen Kalkschiefern, doch sind Einlagerungen von Gyps und Anhydrit durch die Bohrungen der Saline Oberneusulza[2]) nachgewiesen, wie solche auch in der unmittelbaren Nähe unseres Gebietes, so auf Blatt Camburg, südöstlich von Kaatschen, und auf Blatt Naumburg, am linken Saaleufer gegenüber Klein-Heringen im Mittleren Muschelkalk zu Tage treten.

Der Trochitenkalk ist mehrfach oolithisch entwickelt und mancherorts, so an der Sonnenkuppe im Steinbruch der Saline Oberneusalza, findet man Hornsteinlinsen in seinen untersten Schichten. In jenem Aufschluss trifft man auch in einer die oberste Bank überlagernden dünnen Lettenschicht kleine, bis faustgrosse Gypslinsen.

Der Nodosuskalk ist in seinem untersten Theile durch die dünnen Kalkbänke mit *Gervillia socialis* v. Schl. und darüber durch solche mit *Pecten discites* Br. charakterisirt. Sodann folgt die auch hier gut ausgebildete Bank mit *Terebratula vulgaris* var. *cycloides* Zenk., während die obersten Schichten des Oberen Muschelkalks *Ceratites nodosus* de Haan in ziemlicher Menge führen.

Die Lettenkohlengruppe, welche bei Auerstedt gut aufgeschlossen ist, besteht aus bunten Letten, grauem Sandstein und

[1]) W. Frantzen, Untersuchungen über die Diagonalstructur u. s. w. Dieses Jahrbuch für 1892, S. 138.

[2]) Die Bohrregister wurden mir von Herrn Bergrath Wunderwald freundlichst zur Verfügung gestellt, wofür ich auch an dieser Stelle meinen herzlichsten Dank ausspreche.

lichten Mergeln mit Dolomitbänken. Zwischen Eckartsberga, Mallendorf und Niederholzhausen wurde früher ein Bergbau auf die Lettenkohle und den darin enthaltenen Eisenkies betrieben. In den Sandsteinen und Letten kommen häufig Pflanzenreste vor, während die eingeschalteten Dolomitbänke zwei für den Unteren Keuper ausgezeichnete Leitfossilien, *Anoplophora lettica* Qu. und *Myophoria transversa* Bornem., führen.

Der Grenzdolomit (ku2 der Karte) ist ein braungelber, ockeriger Dolomit, in dem *Myophoria Goldfussi* Alb. als Leitfossil in grosser Zahl vorkommt.

Der Mittlere Keuper besteht aus bunten Mergeln mit Gypsflötzen.

b) Tektonik[1]).

1. Die Lichtenburg und Ohraukuppe.

Durchwandert man das Eiserne Thor von SW. nach NO., so trifft man am Abhang der Lichtenburg ein fast vollständiges Profil des ganzen Muschelkalks. Die Schichten des Trochitenkalks (mo1) stehen nahezu saiger, aber fallen noch nach SW., der Mittlere und die oberen Schichten des Unteren Muschelkalks zeigen senkrechte Stellung, während die untersten Schichten des unteren Wellenkalks und die liegenden Röthschichten unter 74° nach NO. fallen, sodass das Ganze einen leicht fächerförmigen Bau zeigt. Von einer Verwerfung ist hier nichts bemerkbar. Am Südostabhang kann man in einer Höhe von ca. 700 Decimalfuss an mehreren Stellen kleinere Aenderungen im Streichen und Fallen der Schichten nachweisen, aber in Folge der dichten Waldbedeckung eine Verwerfung nicht feststellen.

An dem NW.-Abhang der Lichtenburg aber verhalten sich die Lagerungsverhältnisse anders. Dort findet man auf dem Vorsprung den hier schaumkalkartig entwickelten Terebratulakalk mit demselben Streichen wie im Eisernen Thor, nämlich N. 51° W., aber der Fallwinkel beträgt hier 60° SW., dort war er 90°. Geht

[1]) An einzelnen Stellen wurden bei der Aufnahme die von dem Grossherzogl. Sächsischen Katasteramt aufgenommenen sogenannten Generalkarten (1 : 8000) benutzt.

man nun an dem Abhang in horizontaler Linie nach S. um die Lichtenburg herum, so kommt man oberhalb Burgholzhausen aus dem Terebratulakalk direct in den Mittleren Muschelkalk. Es muss also, da der obere Wellenkalk und die Schaumkalkbänke fehlen, zwischen den Terebratulabänken (τ) und dem Mittleren Muschelkalk (mm) eine Verwerfung verlaufen, die auf der Karte eingetragen ist. Sie verschwindet aber jedenfalls bald, denn schon in den Schichten am Eisernen Thor ist von einer Verwerfung nichts mehr zu sehen.

Die geringe Mächtigkeit des Nodosuskalks (mo2) ist durch die bis nach dem Eisernen Thor hinziehende Verwerfung zu erklären, welche die Ohraukuppe im SW. ihrer ganzen Länge nach begrenzt und den Nodosuskalk (mo2) gegen die Lettenkohle (ku1) abschneidet.

An der Nordostseite der Lichtenburg in dem Eisernen Thore sehen wir in Folge der fächerförmigen Stellung der Schichten den Muschelkalk scheinbar unter den Röth einfallen. Vom Röth sind hier nur die obersten Lagen, welche durch die bunten Mergel charakterisirt[1]) sind, zu finden, während seine unteren und mittleren Theile fehlen, daher ist die Annahme einer Verwerfung zwischen Röth (so) und Mittlerem Buntsandstein (sm) unbedingt nothwendig.

Eine weitere Verwerfung muss wohl in dem in NW. streichenden Mittleren Buntsandstein verlaufen, weil dieser in seinem südwestlichen Theile ca. 74° NW., weiter nach NO. dagegen plötzlich mit ca. 40° NO. fällt. Vielleicht findet diese Verwerfung noch unter dem alluvialen Boden des SW. von Marienthal gelegenen Thales, in dem sich die beiden Teiche befinden, ihre Fortsetzung und sie hat wohl den Anlass zu seiner Bildung gegeben, wie das Thal nach SW. hin seine Entstehung vermuthlich einer Querverwerfung verdankt. Doch mit Sicherheit liess sich die Fortsetzung dieser Spalte nicht beweisen.

Jenseits der Lichtenburg nach SO. hin beginnt die Ohraukuppe, welche sich als langgestreckter Rücken bis nach Eckarts-

[1]) S. Passarge, Der Röth im östlichen Thüringen. Inaug.-Diss. Jena. 1891.

berga zieht. Hier habe ich vier über die ganze Kuppe laufende Spalten eingezeichnet, welche durch folgende Lagerungsverhältnisse begründet sind: Im Süden stossen Nodosus- und Lettenkohlen-Schichten so aneinander, dass bei gleichem nordwestlichem Streichen der Nodosuskalk im nordwestlichen Theile des Gebiets mit 60° NO. und vermuthlich in Folge Biegung im südöstlichen Theile 74° nach SW. fällt, während die öfters gefalteten und gebogenen Keuperschichten[1]) etwa N. 60° W. streichen und im Mittel 30—35° nach SW. fallen. Dazu kommt noch, dass die Mächtigkeit des Nodosuskalkes durchweg zu gering, an mehreren Stellen sogar viel zu gering ist.

Die zweite grosse Längsverwerfung zieht sich zwischen dem Röth und Mittleren Buntsandstein hin und ist eine Fortsetzung der Verwerfung zwischen denselben Schichten am NO.-Abhang der Lichtenburg und daher in derselben Weise zu erklären wie jene.

Auch die Spalte im Mittleren Buntsandstein zwischen Lichtenburg und Marienthal findet am nordöstlichen Abfall der Ohraukuppe ihre Fortsetzung. Ihr Vorhandensein kennzeichnet sich hier ebenfalls durch Aenderung von Fallwinkel und -richtung, wie bereits bei Besprechung der tektonischen Verhältnisse der Lichtenburg angegeben worden ist.

Auf eine vierte sehr erhebliche Störung der Lagerungsverhältnisse stösst man endlich nordöstlich der Ohraukuppe. Sie trennt den Buntsandstein von dem sich von Freyburg a/U. nach dem königlichen Forste bei Eckartsberga hinziehenden Muschelkalkhöhenzug. Die Grenze zwischen den Muschelkalkschichten und dem Buntsandstein und damit auch der Verlauf der Verwerfung konnte nur mit Hülfe der Lesesteine auf dem Felde und durch die verschiedene Beschaffenheit der Verwitterungsböden festgelegt werden.

Mit der zweiten Verwerfungslinie vereinigen sich am Nordostabfall des Thongrubenholzes zwei nur auf eine kurze Strecke

[1]) E. E. Schmid, Ueber den unteren Keuper im östlichen Thüringen. Abhandl. z. geolog. Specialkarte von Preussen etc. I, 2, S. 42, Fig. 6.

hin zu verfolgende Spalten. Es tritt nämlich einmal wenige Meter nordöstlich von dem sich über die ganze Höhe hinziehenden Schaumkalk (Str. N. 31° W., F. 30° NO.) nochmals Schaumkalk auf, der ebenso wie die liegenden und hangenden Schichten N. 53° W. streicht und mit 54° in SW. fällt und daher von ersterem durch eine Verwerfung getrennt wird; weiter verläuft eine zweite, unbedeutendere Verwerfung zwischen dem Röth und dem oberen Wellenkalk und vereinigt sich bald mit ersterer, die dann ihrerseits vermuthlich in die zweite grosse Längsspalte einbiegt.

Zur Veranschaulichung dieser Lagerungsverhältnisse dienen die Profile 1 und 2 der Tafel XXII. In beiden kommen die vier über die Ohraukuppe streichenden Längsverwerfungen zum Ausdruck; in dem ersten treten dazu noch die in die zweite Längsspalte einmündenden unbedeutenderen Störungen.

Durch Profil 2 werden ferner auch die Lagerungsverhältnisse des im NW. von Eckartsberga liegenden Muschelkalks dargestellt, welcher direct neben Mittlerem Buntsandstein liegt. Dieser wird begrenzt durch die dritte grosse Längsverwerfung und durch eine zwischen dieser und der nördlichen Hauptspalte laufende Querspalte, welche in dem Profil 2 an der Grenze zwischen Mittlerem Buntsandstein und unterem Wellenkalk zur Darstellung kommt.

Aus den Profilen geht ferner hervor, dass wir es hier mit Staffelbrüchen zu thun haben, indem am Mittleren Buntsandstein der Röth und an diesem wieder der obere Wellenkalk (Profil 1) abgesunken ist, während zwischen dem oberen Wellenkalk und dem Schichtencomplex vom unteren Wellenkalk bis zu den Nodosusschichten eine wechselsinnige Zwischenverwerfung [1]) vorliegt, welche die Gesammtwirkung zum Theil wieder aufhebt. Das andere Profil hingegen enthält keine solche wechselsinnige Zwischenverwerfung, sondern zeigt nur die Staffelbrüche an beiden Seiten des Buntsandsteins.

Die Sprunghöhe der südlichen Längsspalte mag ca. 40 bis 50 Meter betragen. An der zweiten Längsverwerfung sind die

[1]) Vergl. Margerie u. Heim, Les dislocations de l'écorce terrestre. Zürich 1888, S. 34.

Schichten etwa um 50 Meter abgesunken, dagegen dürfte bei der dritten die Verschiebung nur wenige Meter ausmachen, doch ist eine genaue Angabe hier nicht möglich. Am bedeutendsten ist die Absenkung an der nördlichsten Spalte, die im Durchschnitt wohl zu ca. 150 Meter angenommen werden kann und an einigen Stellen bedeutender, an anderen geringer wird.

2. Von Eckartsberga bis zur Tamsel.

Die Schichten der Ohraukuppe setzen durch das enge Thal, in dem ein Theil der Stadt Eckartsberga liegt, fort und treten am Burgberge in ganz ähnlichen Lagerungsverhältnissen wieder zu Tage. Der Muschelkalk fällt am Burg- und Schlossberge unter ca. 60^0 nach SW. ein, doch ist Streichen und besonders Fallen mehrfachem Wechsel unterworfen. Die südlichste Verwerfung an der Ohraukuppe taucht unter gleichen Verhältnissen jenseits des Thales wieder auf und lässt sich bis Auerstedt verfolgen; sie streicht auch hier am Abhang des Höhenrückens zwischen den obersten Muschelkalkschichten und der Lettenkohle. In der Mergelgrube, die ca. 250 Meter nördlich von der Haltestelle Auerstedt liegt, verläuft sie im Kohlenkeuper; dort fallen nämlich die Schichten im nordwestlichen Theil der Grube unter 45^0 nach SW. (Str. N. 56^0 W.) und am südöstlichen Ende unter 23^0 SO. (Str. N. 65^0 O.). Sie verschwindet dann unter dem Diluvium und Alluvium des Emsethales, dessen Bildung sie vermuthlich veranlasst hat.

Zu dieser Verwerfung gesellt sich am Wege von Eckartsberga nach dem Eckartshaus noch eine weitere zwischen der Lettenkohle (ku1) und dem Mittleren Keuper (km), denn es fehlt an dieser Stelle der Grenzdolomit (ku2). Diese Verwerfung mag sich vielleicht noch unter dem Diluvium am Abhange des Burg- und Schlossberges fortsetzen, ob sie dann schliesslich auskeilt oder an einer anderen Spalte abspringt, ist wegen der Bedeckung mit Diluvium nicht zu bestimmen.

Den Schlossberg und das Reisdorfer Holz trennt ein tiefes aber nicht breites Thal, Reisdorfer Thal oder Reisdorfer Grund genannt, dessen Boden mit Schutt bedeckt ist. Verfolgt man hier das Streichen der Muschelkalkschichten von einer Thalwand zur

anderen, so ergiebt sich, dass, da eine kleine Verschiebung um ca. 40 Meter bemerkbar ist, die Schichten nicht geradlinig durch das Thal fortsetzen. Also verdankt auch dieses Thal einer unter dem Quartär verborgenen Spalte seine Entstehung.

An dem unter dem Reisdorfer Holze liegenden Abhange, der sich bis zum Wege Auerstedt-Gernstedt hinzieht, streichen die Schichten im Allgemeinen ebenfalls nach NW., doch ändert sich der Winkel öfters, das Fallen ist meist SW. Gleich am Ende des Waldes zieht sich an der Landesgrenze eine Vertiefung hin, in der eine Querverwerfung liegt, denn die Schichten vom unteren Wellenkalk bis zum Mittleren Muschelkalk stossen hier an dem Mittleren Muschelkalk des Reisdorfer Holzes ab. Der in zahlreichen Steinbrüchen am Südwestabhang aufgeschlossene Trochitenkalk lässt nichts mehr von einer Verwerfung erkennen. Daher dürfte diese wohl im Mittleren Muschelkalk verschwinden, bezw. an der folgenden Verwerfung abstossen.

Südöstlich von dieser Spalte wird der Mittlere Muschelkalk nämlich so schmal, dass er die erforderliche Mächtigkeit bei weitem nicht erreicht, daher ist die Annahme einer untergeordneten Längsverwerfung nöthig, die weiterhin nach NO. umbiegt, wo dann verschiedenaltrige Schichten neben einander liegen. An dem nahen Wegekreuz nimmt sie die alte Längs-Streichrichtung wieder auf, ist auf einer kurzen Strecke von Diluvium bedeckt und tritt dann wieder zwischen Schaumkalk und Oberem Muschelkalk hervor. Ebenda befinden sich aber noch zahlreiche Verwerfungen, die auf der Karte im Maassstab 1 : 25 000 garnicht dargestellt werden können, denn fast schrittweise wechselt hier Streichen und Fallen der Schichten.

Betrachten wir nun die Schichten im NO. von Eckartsberga und beginnen im NW. der Stadt da, wo der Untere Muschelkalk in NO. der Bezeichnung »Ohraukuppe« durch zwei Verwerfungsklüfte gegen den Buntsandstein abgeschnitten ist. Die Grenze zwischen beiden konnte im Walde an mehreren Punkten bestimmt werden. Hierbei leistete ein Handbohrer gute Dienste, der von dem dem Sandstein eingelagerten Thon gute Bohrproben heraufbrachte. Ferner lieferten der Verwitterungsboden und die im

Walde auftretende Kalk- und Sandflora Anhaltspunkte bei der Bestimmung der Grenze. Sie wird gebildet einmal durch die dritte Längsverwerfung an der Ohraukuppe, die in dem von der Strasse Eckartsberga-Lisdorf in die Stadt führenden Hohlweg aufgeschlossen ist, und dann durch eine zwischen der dritten und vierten Längsverwerfung laufende Querspalte. Den Waldboden, der offenbar durch Verwitterung aus Mittlerem Buntsandstein hervorgegangen ist, hat E. E. Schmid auf der Karte als jüngern Lehm (da) eingetragen.

Der Muschelkalk, der sich vom königlichen Forst aus über den Schlangenberg nach dem Sachsenberg zieht, auf dem die Windmühlen stehen, streicht N. 60° W. und fällt unter 88° nach NO. ein. Das Streichen und Fallen konnte an dem im Wald an einigen Stellen aufgeschlossenen Terebratulakalk bestimmt werden. Nordöstlich des Weges vom Walde nach dem Sachsenberg konnte mit Hülfe der Lesesteine und der scharf hervortretenden Terrainkante mit Sicherheit Trochitenkalk eingetragen werden, während E. E. Schmid hier nur Mittleren Muschelkalk angiebt. Neben dem Trochitenkalk lassen die Lesesteine auch noch auf Nodosusschichten im Untergrunde des Ackers schliessen.

An dem Wege, der von Eckartsberga in nördlicher Richtung durch den Forst führt, tritt am Sandberge wieder Buntsandstein auf, dessen Streichen und Fallen nicht zu bestimmen ist, da Aufschlüsse fehlen; seine Existenz ist aber durch die Lesesteine und den Verwitterungsboden sicher nachzuweisen. Zwischen diesem Buntsandstein und dem im Norden der Stadt Eckartsberga gelegenen Muschelkalk muss eine in NW. streichende Verwerfung verlaufen, die aber wegen der Diluvialdecke zwischen beiden Formationen nicht zu sehen ist.

Ebenso ist der Buntsandstein wieder von dem nordöstlichen in der Mitte zwischen Lisdorf und Eckartsberga liegendem Nodosuskalk, dessen Streichen und Fallen unter dem Ackerboden ebenfalls nicht zu beobachten ist, durch eine Verwerfung getrennt. Diese Verwerfung, die vermuthlich im NW. umbiegt, dürfte wohl als die Fortsetzung der vierten Längsverwerfung der Ohraukuppe aufzufassen sein.

Nach Südost setzt sich die vierte Längsspalte nach dem Juckenberg hin fort. Hier verläuft sie zuerst im Mittleren und dann zwischen Mittlerem und Oberem Muschelkalk. Der Juckenberg besteht aus zwei langgestreckten Rücken, zwischen denen sich eine kleine Senke befindet. Der südwestliche Rücken besteht aus den Schichten vom unteren Wellenkalk bis zum Trochitenkalk, während E. E. SCHMID hier nur Mittleren Muschelkalk und Trochitenkalk und in der Mulde Nodosuskalk eingetragen hat. Von den Nodosusschichten ist hier nichts zu entdecken; ebensowenig entspricht das Streichen, welches N. 45° W. ist (F. 48° NO.), der SCHMID'schen Darstellung. Der Trochitenkalk und die Nodosusschichten auf dem nordöstlichen Rücken streichen N. 57° W. und fallen unter 60° nach NO. ein. Aus diesen Angaben geht das Vorhandensein einer Verwerfung zwischen den beiden Muschelkalkrücken des Juckenberges klar hervor.

Wir verfolgen nun die Spalte an der Südwestseite der nördlich von Eckartsberga liegenden Buntsandsteinscholle des Sandberges. Diese setzt sich durch die Niederung zwischen dem Juckenberg und dem Sachsenberg weiter fort. Die Muschelkalkschichten am südwestlichen Abhang des Juckenberges streichen N. 45° W. und fallen unter 48° nach NO. ein. Am nördlichen Abfall des Sachsenberges hingegen zeigt der Mittlere Muschelkalk ein Streichen N. 42° W. und ein Fallen von 60° in NO. Es würde demnach, wenn keine Verwerfung vorhanden wäre, der Mittlere Muschelkalk des Sachsenberges unter den Unteren Muschelkalk des Juckenberges einfallen.

Die Verwerfung streicht wahrscheinlich unter dem Diluvium weiter, vereinigt sich dann mit der den Juckenberg theilenden Spalte und verläuft am Gericht zwischen den Muschelkalkschichten derart, dass im Süden der Spalte die ganze Serie des Muschelkalks an dem Untern Muschelkalk im Norden abstösst. Der Untere Muschelkalk im Norden der Spalte streicht N. 59° W. und fällt unter 60° bis 80° NO. ein, während die daran abstossenden Schichten, wie die Karte zeigt, ein anderes Streichen und Fallen (Str. N. 66° W., F. 60° SW.) besitzen. Beiderseits ändert sich das Streichen und Fallen in der Nähe der Verwerfungskluft sehr schnell.

Die Spalte setzt sich dann unter dem Diluvium weiter nach SO. fort und tritt erst südwestlich Gernstedt zwischen dem Keuper einerseits und dem Unteren und Mittleren Muschelkalk andererseits wieder hervor. Auf ihrer Nordseite am Wege Auerstedt-Gernstedt hatte E. E. Schmid nur Schaumkalk eingetragen, während thatsächlich die Schichten vom oberen Wellenkalk bis zum Oberen Muschelkalk auftreten. Die Verwerfung verläuft dann an der Tamsel im Oberen Muschelkalk.

Kehren wir zurück zu der dritten grossen Längsverwerfung der Ohraukuppe. Sie streicht im nordöstlichen Theile der Stadt Eckartsberga zwischen Mittlerem Buntsandstein und verschiedenen Schichten des Muschelkalks und trifft unterhalb der Theilung der Wege von Eckartsberga nach Gernstedt und Lisdorf die in N. streichende Querverwerfung, an der Oberer und Mittlerer Muschelkalk einerseits und oberer Wellenkalk andererseits zusammentreffen. Im weiteren Verlauf nach SO. gabelt sie sich wenige Meter von der Querverwerfung entfernt in zwei Aeste, von denen sich der südlichere zwischen Röth und Mittlerem Muschelkalk, der nördlichere zwischen Terebratulabank und Schaumkalk bis zur Querspalte des Reisdorfer Grundes hinzieht. Dass zwischen den zuletzt genannten Bänken eine Störung verläuft, folgere ich aus dem verschiedenen Fallen. Der Terebratulakalk nämlich fällt 60° in NO., während der Schaumkalk mit 78° nach SW. einfällt.

Das Vorhandensein einer Spalte im Reisdorfer Grunde zwischen dem Schlossberge und dem Reisdorfer Holze ist schon oben festgestellt; sie biegt im oberen Thalende etwas um und nimmt fast nordsüdliches Streichen an. Auf der Höhe setzt sie dann über die Strasse Eckartsberga-Gernstedt; hier ist am Sachsenberge das Fallen des oberen Wellenkalks 60° NO., sein Streichen N. 50° W., während die Schichten auf der anderen Seite der Strasse, also am Holzberge, zwar gleiches Streichen haben aber 50° SW. fallen.

Von den beiden oben genannten, sich gabelnden Längsspalten setzt sich die südlichere vom Reisdorfer Thale nach SO. unter dem Diluvium nach dem Mattigthal fort. Kurz vor dem Eintritt in dieses Thal schneidet sie eine über den Holzberg kommende Querverwerfung ab, an der Schaumkalk und Terebratulakalk einerseits

und Terebratulakalk und Schaumkalk andererseits an einander stossen.

Auch der nördliche Ast setzt sich bis zu dieser Querspalte fort, indem er zwischen Mittlerem Muschelkalk und der Terebratulabank verläuft. Der Mittlere Muschelkalk und der Trochitenkalk streichen am Holzberge N. 40° W. und fallen 71° SW., während der Terebratulakalk N. 40° W. streicht und unter 50° SW. einfällt. Ebenso wie der Terebratulakalk fallen am Holzberge auch die Schaumkalkbänke und die an der Gernstedter Strasse liegenden Schichten des Mittleren Muschelkalks. Die Lagerung ist also überkippt.

Während die nördliche Längsspalte an dieser Querverwerfung ihr Ende erreicht, geht die südliche durch das Mattigthal nach SO. zwischen Nodosuskalk und Lettenkohle weiter. Am Wege Auerstedt-Gernstedt liegen die Nodosusschichten fast horizontal oder zeigen nur eine ganz schwache Neigung nach NO., dagegen fällt der Keuper südlich davon ca. 20—30° SW. Die Verwerfung durchschneidet dann das Katzenthal und biegt nach S. um. Ihr weiterer Verlauf ist nicht zu bestimmen, aber sehr wahrscheinlich ist es, dass sie wieder in die alte Streichrichtung zurückkehrt, durch das Emsethal setzt und dann unter Diluvium und Alluvium verborgen ist.

Aus dem Profil 3 geht hervor, dass der Buntsandstein, auf dem die Stadt Eckartsberga steht, einen Horst darstellt, zu dessen beiden Seiten der Muschelkalk in die Tiefe gesunken ist, und ein gleiches Verhältniss findet man an der Buntsandsteinscholle des Sandberges zwischen Eckartsberga und dem Königlichen Forst.

Das Profil 4 lässt die Deutung zu, dass man es mit einem Sattel zu thun hat, der parallel der Sattellinie längs mehrerer Spalten eingebrochen ist.

3. Das Lisbach- oder Lanitzthal.

Zwischen der Tamsel und der ihr gegenüber liegenden Sonnenkuppe liegt das tiefe Thal des Lisbachs, der sich dicht bei der Emsemühle in die Emse ergiesst. Etwa 250 Meter nördlich von der genannten Mühle, hart am Wege durch das Thal am

rechten Ufer des Baches befindet sich ein kleiner Aufschluss im Trochitenkalk. Die Schichten liegen hier fast horizontal oder zeigen nur ein ganz geringes Fallen nach SW. An demselben Wege liegt nach N. zu, ca. 800 Meter von diesem Aufschluss entfernt, eine kleine, aus bunten Letten und Mergeln bestehende Keuperscholle, deren Streichen und Fallen, da sie von Verwitterungsproducten bedeckt ist, nicht zu bestimmen war.

Die Wände des Lisbachthales werden aus den verschiedenen Schichten des Muschelkalks gebildet; jedoch stimmen die tektonischen Verhältnisse an der Tamsel nicht mit denen an der Sonnenkuppe überein, sodass die Schichten nicht durch das Thal hindurchzusetzen scheinen. Es muss also im Lisbachthale eine Verwerfung liegen, an der die erwähnten Schollen von Trochitenkalk und Lettenkohle in die Tiefe gesunken sind. Ob es sich hier aber um einfaches Absinken an einer Spalte handelt, oder ob das Thal eine Grabenversenkung darstellt, darüber lässt sich, weil die geeigneten Aufschlüsse im Thale fehlen, nichts Bestimmtes sagen.

4. Die Sonnenkuppe bei Sulza.

Zwischen Lisbach (Lanitz), Emse und Ilm erhebt sich, nach drei Seiten ziemlich schroff abfallend, die Sonnenkuppe, welche nach NO. in einen Rücken übergeht. Verfolgt man den Weg, der von Sonnendorf über die Höhe in's Emsethal führt, so kommt man zuerst durch diluviale Ablagerungen, dann treten die Nodosusschichten unter dem Diluvium hervor. Auf der Höhe der Kuppe erscheint plötzlich neben den obersten Muschelkalkschichten der Schaumkalk, der früher hier abgebaut wurde, wie die noch herumliegenden Steinhalden erkennen lassen. Aufgeschlossen ist der Schaumkalk noch an den steilen Gehängen des Lisbach- und Ilmthales. Es muss also zwischen dem Nodosus- und dem Schaumkalk eine Verwerfung verlaufen.

Von der Lathen-Mühle führt ein kleiner Fussweg an dem Abhang entlang, der zuerst an den Terebratulabänken (Str. N. 60° W., F. 70° SW.) vorüberführt. Weiter nach N. steht unterer Wellenkalk an, dessen Schichten gebogen, geknickt und stellenweise ge-

faltet sind. Aus dieser Erscheinung kann man schon auf die Nähe einer Verwerfung schliessen. Bei weiterer Verfolgung des Weges nordwärts kommt man plötzlich in den Schaumkalk, der scheinbar unter die Terebratulabänke einfällt. Verlässt man den Weg an dieser Stelle und ersteigt den Abhang, so bemerkt man eine in den Felsen gehauene Höhle, in deren Eingang eine Verwerfung zwischen Terebratulakalk und oberem Wellenkalk liegt. Hierdurch erklärt sich das scheinbare Einfallen des Schaumkalks unter den Terebratulakalk. Ein kleiner Aufschluss oberhalb der Höhle giebt ein sehr schönes Bild von der Schleppung der Schaumkalkschichten an der Spalte.

Unterhalb des Kreuzungspunktes der beiden Bahnlinien im Ilmthal stehen am nördlichen Thalgehänge fast horizontal gelagert Trochitenkalk und Nodosusschichten an. Etwa 300 Meter südwestlich von der Kreuzung liegen am südöstlichen Abhange der Sonnenkuppe dieselben Schichten ungefähr 75 Decimalfuss höher. Dort wird der Trochitenkalk in einem der Saline Oberneusulza gehörigen Steinbruch abgebaut. Die Schichten haben eine sattelförmige Stellung und sind an den beiden Flanken stark geneigt. Der über der Trochitenbank liegende Nodosuskalk zeigt am Ostende des Aufschlusses kleine Biegungen und Faltungen. Diese Thatsachen lassen auf eine unter dem Diluvium von NW. nach SO. verlaufende Spalte schliessen.

Die Schichten der Sonnenkuppe stellen einen Sattel dar, der von mehreren Verwerfungen durchsetzt ist, an denen die Schichten staffelförmig abgesunken sind. (Vergl. Profil 5.)

Das Profil 5 zeigt ausserdem noch die Grabenversenkung zwischen der Sonnenkuppe und dem Äptischen Berge. Am südlichen Abhange der Sonnenkuppe tritt Nodosuskalk auf, dem noch etwas Lettenkohle aufgelagert ist. Unter dem Diluvium des Emsethals steht an mehreren Stellen ebenfalls Lettenkohle an, wie einige Aufschlüsse an der Bahn nahe der Emsemühle erkennen lassen. Während die Schichten an der Sonnenkuppe stark nach SW. fallen, liegen sie an der Bahn fast horizontal.

Der Äptische Berg besteht südlich der Emsemühle zu unterst aus Nodosuskalk, der auf der Höhe von Keuper überlagert wird.

Daher geht aus den angeführten Beobachtungen hervor, dass der Keuper im Thalgrunde zwischen den Schichten der Sonnenkuppe und des Äptischen Berges eingesunken ist.

Die Sprunghöhe der südwestlichen Spalte dürfte etwa 80 bis 90 Meter betragen, während die Schichten an der nordöstlichen Spalte nur um ca. 30 Meter abgesunken sind.

5. Das Ilmthal bei Sulza.

Das Thal von Sulza, welches die Ilm durchströmt, wird ebenfalls durch Dislocationen bedingt. Einen Beweis dafür liefert das Auftreten der Solquellen und auch die hier vorgenommenen Tiefbohrungen, welche auf Taf. XXIV mitgetheilt werden.

Da die Bohrungen mit dem Meissel ausgeführt sind, so erhält man leider keine Anhaltspunkte für das Streichen und Fallen der Schichten. Das I. Bohrloch wurde am nordwestlichen Abhang des Herlitzenberges im Mittleren Muschelkalk angesetzt, der hier noch bis zu einer Tiefe von 28,88 Metern angetroffen wurde. Bei einer Tiefe von 221,04 Metern erreichte man die Grenze zwischen Wellenkalk und Röth, sodass sich nach diesen Angaben für den Unteren Muschelkalk eine scheinbare Mächtigkeit von 192,16 Metern herausstellt, die nur durch die steile Schichtenstellung erklärt werden kann.

Der III., V., VI. und VII. Bohrversuch zeigen, dass unter den alluvialen und diluvialen Bildungen des Ilmthales die Nodosusschichten liegen, während nach den Angaben über die Bohrungen II und IX die zuerst erreichten Muschelkalkschichten nicht mit Bestimmtheit als Nodosuskalk gedeutet werden können. Bei dem IX. Bohrversuch ist es wahrscheinlich, dass unter dem Diluvium erst einige Meter Lettenkohle durchteuft sind, unter der dann erst die Nodosusschichten folgen. Im Mittleren Muschelkalk wurde durch diese im Ilmthal angestellten Bohrversuche in mehreren Horizonten Gyps und Anhydrit nachgewiesen, so in den Bohrlöchern V, VI und VIII.

Diese Einlagerungen bedingen auch die bei den Bohrversuchen gefundene bedeutendere Mächtigkeit dieser Abtheilung des Muschelkalks. Während sich meist nach den Angaben der Bohr-

register eine Gliederung des Muschelkalks durchführen liess, war dieses bei den Bohrversuchen II und IX nicht möglich.

Den Buntsandstein traf man in den Bohrlöchern III, V und VIII, er wurde aber bei keiner dieser Bohrungen durchsunken. Bei den meisten hier angeführten Bohrungen ergeben sich für die Muschelkalkformation bezw. für die einzelnen durchteuften Abtheilungen Mächtigkeiten, die den wahren Werth bei weitem übersteigen, und man muss daher wohl annehmen, dass die Schichten sehr steil gestellt sind.

Der interessanteste Bohrversuch ist schliesslich der bei Darnstedt, Bohrloch X. Das Profil ist folgendes:

6,20	Meter	Alluvium und Diluvium,
23,80	»	Lettenkohle,
220,93	»	Muschelkalk,
612,07	»	Buntsandstein.

Sodann steht das Bohrloch von 863 Metern an im Zechstein. Für den Muschelkalk ergiebt sich also eine Mächtigkeit von 220,93 Metern, während die durchschnittliche Mächtigkeit 190 bis 200 Meter ist, demnach scheinen die Schichten wenig geneigt zu sein. Nimmt man 200 Meter als Mächtigkeit des Muschelkalks an, so ergiebt sich für den Fallwinkel etwa 25°; die wirkliche Mächtigkeit für den Buntsandstein würde sich dann auf rund 550 Meter berechnen.

Die Bohrung wird noch fortgesetzt. Ein Salzlager ist bis zur jetzigen Tiefe von 3194 Fuss[1]) noch nicht erbohrt, doch wird es wohl vorhanden gewesen sein, ist aber jetzt von dem auf den Spalten circulirenden Wasser aufgelöst und fortgeführt und als Sole zu Tage getreten. Das Salz hatte zweifellos seinen Sitz im Oberen Zechstein, wofür folgende Thatsache spricht. Zwischen 359 und 387 Meter Tiefe war der Salzgehalt 5—10 pCt., bei 517 Meter 13 pCt., bei 555 Meter 16½ pCt., bei 665 Meter 18 pCt., bei 675 Meter 20 pCt., bei 710 Meter 21 pCt. und bei 838,69 Meter 26 pCt. Der Salzgehalt nimmt somit nach der Tiefe hin zu, ein

[1]) Ueber die Fortsetzung hatte Herr Bergrath Wunderwald die Freundlichkeit, mir einige mündliche Mittheilungen zu machen.

Zeichen, dass die in tieferen Schichten concentrirte Sole nach oben hin durch das zuströmende süsse Wasser verdünnt wird.

Aus den Bohrversuchen insgesammt geht hervor, dass im Ilmthal bei Sulza — vom Quartär abgesehen — fast überall jüngere Triasschichten (Mittlerer und Oberer Muschelkalk, an einzelnen Stellen sogar noch Keuper) die Oberfläche bilden. Da sich nun auf den umgebenden Höhen ebenfalls oberste Muschelkalkschichten finden, so muss man den Schluss ziehen, dass das Thal an dieser Stelle eine Grabenversenkung darstellt.

Genau nordwestlich von dem Uebergange der Bahn über die Ilm im N. des Bahnhofs ist am Fusse der Sonnenkuppe der Nodosuskalk aufgeschlossen, der eine starke Faltung und Knickung zeigt. Weiter oben an demselben Abhang steht Mittlerer und darüber wieder Oberer Muschelkalk an. Es muss demnach zwischen dem Mittleren Muschelkalk und den Nodosusschichten eine Störung liegen, deren Verlauf unter den alluvialen und diluvialen Ablagerungen im Thale nicht zu bestimmen ist.

Sehr wahrscheinlich ist das Sulzaer Thal durch das Zusammenwirken der NNW. bis N. streichenden Querspalten, welche in dem Gebiet nordwestlich von Sulza auftreten, und der ONO.-Spalten, welche zwischen Sulza und Camburg häufiger zu beobachten sind, entstanden; und daher ist der geologische Bau hier sehr complicirt.

Die Ilmthalstörung lässt sich aber auch noch weiter flussaufwärts constatiren, sie verläuft über Niedertrebra [1]) und dann weiter im Thal des Herressener Bachs an Apolda, Herressen und Oberndorf vorbei nach Kapellendorf und Magdala.

Auch nach NO. geht die Ilmthal-Dislocation zweifellos weiter, aber hierüber liegen noch keine neueren Untersuchungen vor.

6. Vom Ilmthal bis zur Saale.

Die tektonischen Verhältnisse auf dem rechten Ilmufer, welche in Profil 6 dargestellt sind, lassen eine sattelförmige Aufbiegung der Schichten erkennen. Dicht bei Sulza, am Herlitzenberg und

---

[1]) Vergl. Blatt: Apolda, Rossla und Magdala und Erläuterungen dazu.

der Krähenhütte, sind 2 Sättel mit dazwischen liegender Mulde ausgebildet. Auch orographisch kommen diese Lagerungsverhältnisse zum Ausdruck, indem die Einsenkung zwischen den beiden Höhen mit der tektonischen Mulde, die Scheitel der Sättel mit den Höhenrücken zusammenfallen. Aufschlüsse, welche einen Blick in die Lagerungsverhältnisse gestatten, befinden sich an der Krähenhütte, wo der Trochitenkalk in mehreren Steinbrüchen abgebaut wird, an dem Promenadenweg in den Anlagen des Herlitzenberges und am rechten Ilmufer an der Strasse von Dorfsulza nach dem Bahnhof.

Der Sattel der Krähenhütte ist von einer Verwerfung durchsetzt, die in dem Thal zwischen der Krähenhütte und der Grimme verläuft. In dem Walde an der Grimme wird in zwei über einander liegenden Steinbrüchen Trochitenkalk abgebaut. Die Schichten im oberen Aufschluss streichen N. 30° W. und fallen 25° NO., im unteren Steinbruch dagegen bemerkt man Streichen N. 70° W. und Fallen 25° SW. Schon aus dieser schnellen Aenderung der Streich- und Fallrichtung kann man auf die Nähe einer grösseren Spalte schliessen und je mehr man sich dieser nähert, um so steiler fallen die Schichten ein. In ausgezeichneter Weise sieht man die Verwerfungsspalte in dem Bahneinschnitt nördlich vom Bahnhof Sulza [1]). Hier liegen unterer Wellenkalk und Mittlerer Muschelkalk neben einander.

Ausser dieser Spalte finden wir dort noch vier weitere, welche von untergeordneter Bedeutung sind, da ihre Sprunghöhe nur klein und auch ihre Längserstreckung vermuthlich sehr gering ist. Ueberhaupt sieht man in diesem Profil vielfach Faltungen, Knickungen, Brüche und Spalten mit einander abwechseln.

Die Verwerfung, welche in diesem Aufschluss den unteren Wellenkalk von dem Mittleren Muschelkalk trennt, verschwindet in dem Thal zwischen Krähenhütte und Grimme unter dem Diluvium, tritt aber auf der Höhe zwischen Trochitenkalk einerseits, Mittlerem Muschelkalk und Trochitenkalk andererseits wieder hervor und wird schliesslich von einer Querspalte abgeschnitten.

---

[1]) Erläuterungen zu Blatt Apolda, S. 10, Fig. 2.

Ihre Sprunghöhe ist am Bahnhof Sulza mit ca. 60 Meter am grössten und nimmt nach SO. hin allmählich bis auf etwa 5 Meter ab.

Auch der Sattel des Herlitzenberges wird von mehreren Verwerfungen durchsetzt, von denen die eine am Wege vom Bahnhof nach Dorfsulza aufgeschlossen ist. Es stossen dort die Schichten vom unteren Wellenkalk bis zum Mittleren Muschelkalk an Mittlerem Muschelkalk ab. Ihre Sprunghöhe nimmt nach SO. hin ab, und auch sie endigt an der oben erwähnten Querverwerfung, welche zwischen Dorf- und Berg-Sulza aufsetzt und von da mit wechselnder Sprunghöhe nach NO. über den Herlitzenberg durch das Störungsgebiet zieht.

Betrachten wir nun die Umgegend von Lachstedt. Dort gleichen die Schichten, wie durch das Profil 7 veranschaulicht wird, einem Sattel, dessen Scheitel zwischen zwei Längsverwerfungen derart eingesunken ist, dass die Sprunghöhe an der südwestlichen Spalte grösser als an der nordöstlichen ist. Diesen beiden Sattelspalten verlaufen noch zwei weitere, je eine im NO. und im SW. parallel.

Die nördlichste von diesen vier Spalten setzt östlich von der Krähenhütte an der grossen Querverwerfung zwischen Mittlerem Muschelkalk einerseits und Oberem Muschelkalk andererseits auf und streicht am Goldberge zwischen Trochitenkalk und trennt weiter nach SO. Nodosusschichten von Mittlerem Muschelkalk. Der Trochitenkalk und die Nodosusschichten auf der Südseite der Verwerfung fallen gleichsinnig wie die gleichen Schichten auf ihrer Nordseite. Am nördlichen Abhange des Goldberges stehen unzweifelhaft im Untergrunde Nodosusschichten an, wie umherliegende Bruchstücke von *Ceratites nodosus* de Haan. und Platten mit *Pecten discites* Br. beweisen; E. E. Schmidt dagegen hatte hier Schaumkalk und oberen Wellenkalk eingetragen. Diese Längsverwerfung findet an der von Lachstedt in nordöstlicher Richtung herkommenden Querspalte ihr Ende.

Ebenfalls an der grossen Querverwerfung im S. der Krähenhütte beginnt die zweite Längsspalte, die zuerst zwischen oberem Wellenkalk und Mittlerem Muschelkalk, nach SO. hin zwischen

unterem und oberem Wellenkalk und schliesslich im unteren Wellenkalk verläuft. Sie verschwindet dann unter dem Diluvium.

Dicht bei Lachstedt, an der Westseite des Dorfes, tritt unter dem Diluvium an der Wegböschung Röth hervor. Da aber ein genügender Aufschluss fehlt, so ist die Bestimmung der Streich- und Fallrichtung nicht möglich. Nördlich davon steht in unmittelbarer Nähe unterer Wellenkalk an, der nach seiner geringen Mächtigkeit zu urtheilen wohl durch eine Verwerfung von dem Röth getrennt sein dürfte. Diese Spalte liegt in der geradlinigen Fortsetzung der eben besprochenen zweiten Längsspalte und kann wohl deren Fortsetzung sein.

Die dritte SO. streichende Längsverwerfung setzt am Herlitzenberg zwischen unterem Wellkenkalk und Mittlerem Muschelkalk auf, bildet am Silberhügel die Grenze zwischen unterem Wellenkalk und der Terebratulabank einerseits und oberem und unterem Wellenkalk andererseits und verschwindet weiter nach SO. zunächst unter dem Diluvium. Ihren weiteren Verlauf wollen wir später betrachten.

Diesen drei Längsspalten läuft als vierte eine unbedeutendere am Herlitzenberge parallel. An dem Promenadenwege in den Anlagen des Herlitzenberges bemerkt man zwei Mal den Trochitenkalk. Zwischen den beiden in NW. streichenden Bänken liegt eine Spalte, deren weiterer Verlauf nach SO. wegen der dichten Waldbedeckung und des Fehlens an Aufschlüssen nicht festzustellen war, die aber vermuthlich bald auskeilt. E. E. SCHMID hat weder diese noch die vorher erwähnten drei grösseren Längsspalten angegeben, wie auch auf Blatt Apolda an dieser Stelle der Verlauf des Trochitenkalkes nicht ganz richtig wiedergegeben ist.

Von Lachstedt aus zieht sich in ONO. ein zuerst flaches, dann enger und tiefer werdendes Thal nach der Saale hinab, welches fast ganz mit Diluvium ausgefüllt ist und nur in der Schlucht am Gemeindeholz Nodosuskalk anstehend zeigt. An der Landesgrenze streichen die Schichten N. 49^0 W. und fallen 49^0 SW., etwa 20 Schritt weiter nach O. wird das Streichen N. 60^0 W. und das Fallen 75^0 SW. Es ist wahrscheinlich, dass diese plötzliche Aenderung durch eine Verwerfung hervorgerufen wird,

welche unter dem Diluvium verborgen ist, vermuthlich aber die Veranlassung zur Thalbildung geworden ist. Die Schichten an beiden Thalwänden entsprechen sich nicht genau, setzen also nicht ungestört durch den Thalgrund fort. Diese Querspalte kreuzt die zweite Längsverwerfung und endigt an der dritten, die vom Herlitzenberg über den Silberhügel nach Lachstedt zieht. An dem Kreuzungspunkte entspringen im Dorfe Lachstedt zwei Quellen.

In dem ostnordöstlich von dem Dorfe liegenden Thale beginnt am südlichen Thalgehänge eine Längsspalte, an der auf der einen Seite Mittlerer und Oberer Muschelkalk und auf der anderen Seite die Schichten des oberen Wellenkalk hinauf bis zum Oberen Muschelkalk zusammentreffen. Die Sprunghöhe beträgt im nordwestlichen Theile 30—40 Meter, nimmt aber nach SO. hin ab.

Die zweite Längsverwerfung setzt dicht an Lachstedt südöstlich von der Querspalte, zuerst von wenig Diluvium bedeckt, zwischen unterem Wellenkalk und Keuper (ku1) fort. Die hier als Lettenkohle eingetragenen Schichten bestehen aus grauen und blauen Mergeln mit zwischengelagerten ockerigen Dolomiten. Fossilien, die sichere Anhaltspunkte für die Zugehörigkeit zum Keuper liefern können, wurden selbst in künstlich hergestellten Aufschlüssen nicht gefunden. E. E. Schmid [1]) stellt diese Gesteine zur Lettenkohle, obwohl auch er keine Versteinerungen erwähnt. Dem petrographischen Charakter nach könnte man ebenso gut an Röth denken; doch habe ich die Darstellung Schmid's beibehalten. Im weiteren Verlauf nach SO. setzen an dieser Verwerfung oberer Wellenkalk, Schaumkalk und Mittlerer Muschelkalk an Nodosusschichten ab und am Abhang westlich von Stöben stossen Trochitenkalkbänke an einander. Der nördlich von der Spalte liegende Trochitenkalk streicht N. 49° W. und fällt 40° NO., während die südlich davon liegenden Trochitenbänke N. 45° O. streichen und ganz schwach nach NW. fallen, so dass der Nodosuskalk im Hangenden einen grossen Theil des Plateaus bedeckt.

[1]) Erläuterungen zu Blatt Camburg der geologischen Specialkarte von Preussen, S. 7.

Die Verwerfung, deren Verlauf wegen Fehlens von Aufschlüssen meist nur schwierig festgestellt werden konnte, verschwindet am Abhang westlich von Stöben gänzlich unter dem Diluvium.

Die dritte Längsverwerfung, welche wir bis Lachstedt verfolgt hatten, tritt südlich von diesem Orte zwischen Lettenkohle und oberem Wellenkalk bezw. Mittlerem Muschelkalk wieder zu Tage. Weiter nach SO. treffen an ihr Mittlerer und Oberer Muschelkalk an einander, schliesslich bleibt sie im Mittleren Muschelkalk am nördlichen Gehänge des Thales zwischen Stöben und Schmiedehausen, das ich im Folgenden kurz als Schmiedehäuser Thal bezeichnen will.

Mit dieser Verwerfung stehen noch einige kleinere in Zusammenhang. Am nördlichen Abhange des eben erwähnten Thales hat sich ein Haupt- und ein Nebensattel ausgebildet, die beide an dem steilen Gehänge sehr gut aufgeschlossen sind. Durch den östlichen Flügel des Hauptsattels setzt eine unbedeutendere Spalte, deren Sprunghöhe nur einige Meter beträgt, so dass die Verschiebung der Bänke auf der Karte nicht zum Ausdruck gebracht werden kann.

Eine andere Verwerfung, die dem Schmiedehäuser Thale parallel geht, schneidet die beiden Sättel von den auf dem Plateau liegenden Schichten ab.

An beiden Seiten des Schmiedehäuser Thales haben wir sattelförmige Lagerung der Schichten. Vergleicht man die Streichrichtung zweier gleichaltriger Bänke an beiden Abhängen, so erkennt man, dass die Schichten nicht ungestört das Thal durchsetzen, sondern dass eine Verschiebung stattfand an einer Verwerfungskluft, die der Thalbildung zu Grunde liegt.

Die östliche Flanke des Schichtensattels am Südgehänge des Schmiedehäuser Thales wird von einer Verwerfung durchsetzt, an welcher Oberer Muschelkalk an den Schichten vom Schaumkalk bis zum Nodosuskalk abstösst. Die in fast südlicher Richtung streichende Verwerfung ist am Fusse des Steinbergs von Diluvium bedeckt; aber für ihr weiteres Vorhandensein sprechen folgende Thatsachen: Der östliche Abhang des Steinberges wird von Terebratulakalk bedeckt, der ganz steil nach NO. einfällt und von

mehreren kleinen Verwerfungen durchsetzt ist (Profil 8), und östlich vom Steinberg an der Eisenbahn stehen in viel tieferem Niveau Unterer und Mittlerer Muschelkalk an und zwar in fast horizontaler Lagerung.

Die Spalte verläuft dann zwischen dem aus dem Diluvium hervortretenden Mittleren Muschelkalk und dem den Abhang des Steinbergs deckenden Terebratulakalk und setzt im Mittleren Muschelkalk weiter nach SO. fort. Würde die Spalte nicht als vorhanden angenommen, so würde der Mittlere Muschelkalk hier viel zu mächtig werden. Ausserdem fallen die Schichten des Mittleren Muschelkalks auf der Südwestseite sehr stark nach NO. ein, während sie auf der Nordostseite nur ganz schwach nach W. geneigt sind.

Die südlichste Längsspalte durchschneidet das Plateau zwischen Camburg und Schmiedehausen und ihre Verlängerung trifft etwa die Stelle, wo die Eisenbahn den Weg von Camburg nach Debritschen überschreitet. An dieser Stelle mündet auf dem linken Saaleufer ein kleines Thal ein, an dessen nordöstlichem Gehänge hart an der Bahn der Trochitenkalk ansteht. Die Schichten streichen N. 28^0 O. und fallen unter 20^0 in NW. Etwa 300 Meter westlich davon fällt der Nodosuskalk ganz flach nach NO. und darum lässt sich eine das Thal bedingende, aber unter Diluvium versteckte Verwerfung vermuthen. Auf dem Plateau zieht sie sich nach NNW. an dem am weitesten nach W. gelegenen Trochitenkalk entlang, der in einem Steinbruch aufgeschlossen ist. Die Schichten, welche an der Spalte gebogen und geschleppt sind, streichen im Allgemeinen N. 38^0 W. und fallen der Ausbreitung des Nodosuskalkes entsprechend nach SW. ein. Von O. her stossen sämmtliche Muschelkalkschichten an der Trochitenbank ab. Die Sprunghöhe der nach beiden Seiten hin unter dem Diluvium verschwindenden Verwerfung beträgt im NW. etwa 80—100 Meter und nimmt nach SO. ab.

In dem Steinbruche, der zwischen der Schleife der Schmiedehäuser Strasse etwa 1100 Meter westlich von Camburg liegt, streichen die Terebratulabänke N. 59^0 W. und fallen 52^0 SW., während in dem Steinbruch an dem nördlich davon gelegenen

Bergvorsprunge der Terebratulakalk ebenfalls N. 59° W. streicht, aber nur 22° SW. fällt. Demnach verläuft in dem zwischen beiden Hügeln gelegenen Thale eine Verwerfung, an der oberer und unterer Wellenkalk einerseits an unterem Wellenkalk andererseits abstossen.

Ausser diesen NW. streichenden Verwerfungen sind noch zwei OW. verlaufende zu erwähnen. Der am südlichen Gehänge des Schmiedehäuser Thales gelegene Sattel wird von dem Sattel des Steinbergs durch eine derselben abgeschnitten. Die andere verläuft zwischen dem Sattel des Steinbergs und einem anderen Sattel, der zwischen Steinberg und Schmiedehäuser Strasse liegt.

Endlich ist auch der an der Bahn zwischen Camburg und Debritschen anstehende Mittlere Muschelkalk und sein Hangendes von den an der Schmiedehäuser Strasse liegenden Nodosusschichten durch eine Spalte getrennt, welche sich vielleicht in ostnordöstlicher Richtung unter dem Diluvium fortsetzt und den am Bahnhof Camburg anstehenden, fast horizontal gelagerten, oberen Wellenkalk und Schaumkalk, der von zwei kleineren Längsverwerfungen durchsetzt wird, gegen den complicirter gebauten Schichtencomplex in NW. trennt.

Bei einem Rückblick auf das Gebiet zwischen dem Ilmthal bei Sulza und der Saale bei Camburg sehen wir, dass Längs- und Querspalten vorhanden sind. An den ersteren ist die Bewegung vorzugsweise eine verticale, aber nicht immer gleichmässige, sondern öfter staffelförmige, wie zwischen Lachstedt und dem Schmiedehäuser Thal. An den Querspalten dagegen, die in O. streichen, ist die Verschiebung im Wesentlichen eine horizontale (transversale Horizontalverschiebung)[1], die ebenfalls, wie wir zwischen Schmiedehäuser Thal und der Strasse von Camburg nach Schmiedehausen sehen, eine staffelförmige ist.

7. Das Saalethal bei Camburg.

Um ein Bild von der Entstehung des Saalethales zu bekommen, wird es zweckmässig sein, auch einen Blick auf die geologischen

[1]) Margerie und Heim, l. c. S. 71 und 75.

Verhältnisse seines rechten Ufers zu werfen. Nördlich von Tümpling gegenüber Stöben steht Mittlerer und Oberer Muschelkalk an. Die Schichten liegen fast horizontal oder fallen nur wenig in SW. ein. Bei Tümpling tritt nördlich am Orte Mittlerer Muschelkalk in etwas tieferem Niveau zu Tage, daher könnte wohl zwischen beiden Punkten eine Verwerfung sein, die Anlass zur Bildung des nördlich von Tümpling gelegenen Thales gab. Der steile Uferrand zwischen jenem Orte und Camburg besteht aus Unterem und Mittlerem Muschelkalk, der von dem daneben liegenden Röth durch eine Verwerfung getrennt ist, an der die Muschelkalkschichten geschleppt sind. In Camburg an der Naumburger Strasse, dicht neben den letzten Häusern, liegt dieser Röth wieder neben Unterem Muschelkalk, und es sind somit die Muschelkalkschichten zu beiden Seiten des Röths abgesunken. Leider verhindert die Diluvialbedeckung die weitere Verfolgung der Spalten.

Der an der Naumburger Strasse in Camburg anstehende Muschelkalk ist am Abhang des nach Posewitz ziehenden Thales stark nach S. geneigt, während der Trochitenkalk am anderen Thalgehänge N. 65° W. streicht und 56° NO. fällt. Da die Lagerung der Schichten an beiden Thalseiten nicht übereinstimmt, so dürfte auch dieses Thal einer Verwerfung seine Entstehung verdanken.

Auch der zuletzt erwähnte Trochitenkalk am Südabhang des Posewitzer Thales ist von den horizontal daneben liegenden Nodosusschichten und Trochitenkalk durch eine Verwerfung getrennt.

Endlich gelangt man bei einem Vergleich der Lagerungsverhältnisse auf beiden Ufern der Saale zu der Ueberzeugung, dass auch das Saalethal bei Camburg seine Entstehung einem Zusammenwirken von Längs- und Querspalten verdankt[1]).

---

[1]) Ueber das Saalethal vergleiche: Schmid und Schleiden, Die geognostischen Verhältnisse des Saalethales bei Jena 1846, S. 52; R. Wagner, Die Formationen des Buntsandsteins und Muschelkalks bei Jena 1887, S. 27; E. Söchting, Das frühere und das jetzige Saalethal, Zeitschrift für die gesammten Naturwissenschaften Bd. 7, 1856, S. 397.

8. Die Fortsetzung der Störungszone.

Die Störungszone lässt sich sowohl weiter nach NW. wie auch weiter nach SO. verfolgen.

Nach NW. hin bedingt sie die schmalen Muschelkalkzüge der Schmücke und Hainleite, indem sie sich von der Lichtenburg aus zunächst am Stephansberge fortsetzt. Besonders gut zu beobachten ist die Störung an dem Erbbegräbniss zwischen Herrn- und Hohengosserstedt[1]; dann erstreckt sie sich weiter über Rastenberg[2] und Schafau bis zum Eichsfeld[3].

Im SO. setzt sich die Dislocationszone von Camburg aus bis nach Eisenberg fort. Es wird damit bei Thierschneck und Grabsdorf[4] das Auftreten von Schaumkalk in gleichem Niveau mit Trochitenkalk und 600 Meter westlich von Wetzdorf am Ende des Steudnitzer Grundes die Verwerfung zwischen unterem Wellenkalk und Mittlerem Muschelkalk zusammenhängen. Ueber Eisenberg hinaus ist die Verwerfung im Buntsandstein nicht mehr zu verfolgen[5].

Rückblick.

Die Störungen, über deren Alter genaue Angaben nicht gemacht werden können, weil tertiäre Schichten im Gebiete nicht vorhanden sind, zerfallen in Längsspalten, welche gleich den in Thüringen herrschenden in WNW. streichen, und in zweierlei Querspalten. Letztere sind im nordwestlichen Theile meist in NNW. bis N. und im südöstlichen Theile des Gebietes in ONO. gerichtet. Sie haben, wie schon E. Zimmermann[6] für andere Theile Thüringens nachgewiesen hat, eine meist sehr geringe Längserstreckung.

Die Bewegung an diesen Spalten, von welcher man nach den im Gebiete beobachteten seismischen Bewegungen und Höhenver-

---

[1] Geolog. Specialkarte, Blatt Buttstedt und E. E. Schmid, Der untere Keuper etc., S. 17.

[2] Bei Rastenberg ist durch Tiefbohrung eine Ueberschiebung nachgewiesen; vergl. Zeitschrift für praktische Geologie 1898, S. 340.

[3] Siehe geolog. Specialkarte von Preussen, die Blätter: Schillingstedt, Kindelbrück, Frankenhausen und Erläuterungen dazu.

[4] Blatt Camburg, Bürgel, Osterfeld und Eisenberg und Erläuterungen dazu.

[5] Erläuterungen zu Blatt Eisenberg S. 11.

[6] Erläuterungen zu Blatt Stadt-Ilm S. 48.

änderungen [1]) glauben könnte, sie seien noch nicht ganz zum Abschluss gekommen, bedingen an den Längsspalten meist verticale, an den Querspalten meist wesentlich horizontale Verschiebungen, die heute häufig in Form von Staffelbrüchen beobachtet werden. Im Einzelnen kommt es dabei öfters zu Aufsattelungen, wie bei Camburg, Schmiedehausen, Lachstedt und Sulza, bei denen dann manchmal der Scheitel des Sattels eingebrochen ist, oder zu complicirten Grabenbrüchen und Horstbildungen; und man kann sagen, dass mit jeder grösseren Querspalte ein neues Bild vor dem Auge des Beobachters entsteht.

Im Grossen und Ganzen bildet das Gebiet der Störungen, von welchen die Schichten der Trias betroffen sind, eine 1—1½ Kilometer breite Zone, welche da, wo sie als Muschelkalkstreifen zwischen Keuper und Buntsandstein erscheint, wegen der grösseren Widerstandsfähigkeit des Muschelkalkes gegen Verwitterung die Entstehung von Höhenrücken bedingt, aber dort, wo sie im Muschelkalk auftritt, orographisch nicht so schön in Erscheinung tritt, obwohl, wie wir gesehen haben, die speciellere Gliederung des Geländes in Berg und Thal in dem Störungsgebiet allüberall durch die Verwerfungen bedingt wird.

Vorstehende Arbeit wurde auf Veranlassung des Herrn Prof. Dr. G. Linck im Grossherzoglichen mineralogischen Museum zu Jena ausgeführt. Es sei mir gestattet, auch an dieser Stelle meinem hochverehrten Lehrer für die Anleitung und Unterstützung, welche er mir in liebenswürdiger Weise zu Theil werden liess, meinen herzlichsten Dank auszusprechen. Auch Herrn Privatdocenten Dr. A. Steuer bin ich für seine Hülfe mit Rath und That zu grossem Danke verpflichtet.

[1]) P. Kahle, Höhenveränderungen in der Umgebung von Jena. Mittheilungen der geographischen Gesellschaft zu Jena. Bd. V, S. 95, Bd. VI, S. 169.

Derselbe, Zur Untersuchung von Mittheilungen über Verschiebungen in der Aussicht. Petermann's geogr. Mitth. 1899, Heft IX, 1—5.

E. Pfeifer, Zur Erklärung der Höhenveränderungen. Ebenda Bd. V, S. 165.

K. Th. Liebe, Die Seebedeckung Ostthüringens 1881, S. 14.

Sach-Register.

(Die Versteinerungen sind cursiv gedruckt. — Die Zahlen der Seiten, welche Abbildungen, Profilzeichnungen, Analysen etc. enthalten, und die Tafelnummern sind **fett** *gedruckt.)*

Orts-Register.

(Die Messtischblätter sind gesperrt gedruckt. — Die Zahlen der Seiten, welche Abbildungen, Profile etc. enthalten, und die Tafelnummern sind **fett** *gedruckt.)*

Seite

B.

Q.

R.

Druckfehler und Berichtigungen.

1897. Bd. XVIII.

Seite 89, Zeile 8 von unten lies: »die Oder« statt »dieselbe«.
» » » 6 » » » »W.—O. bis WSW.—ONO.« statt »W.—O.—WSW.—ONO.«
» 91, » 5 » » » »im« statt »in«.
» 96, » 8 » oben » »biegt« statt »liegt«.
» 102 in der Zeichenerklärung zu Fig. 18 lies: »Geschiebepackung« statt »Geschiebespaltung«.
» 111, Zeile 1 von oben lies: »Rinnen« statt »Rinne«.

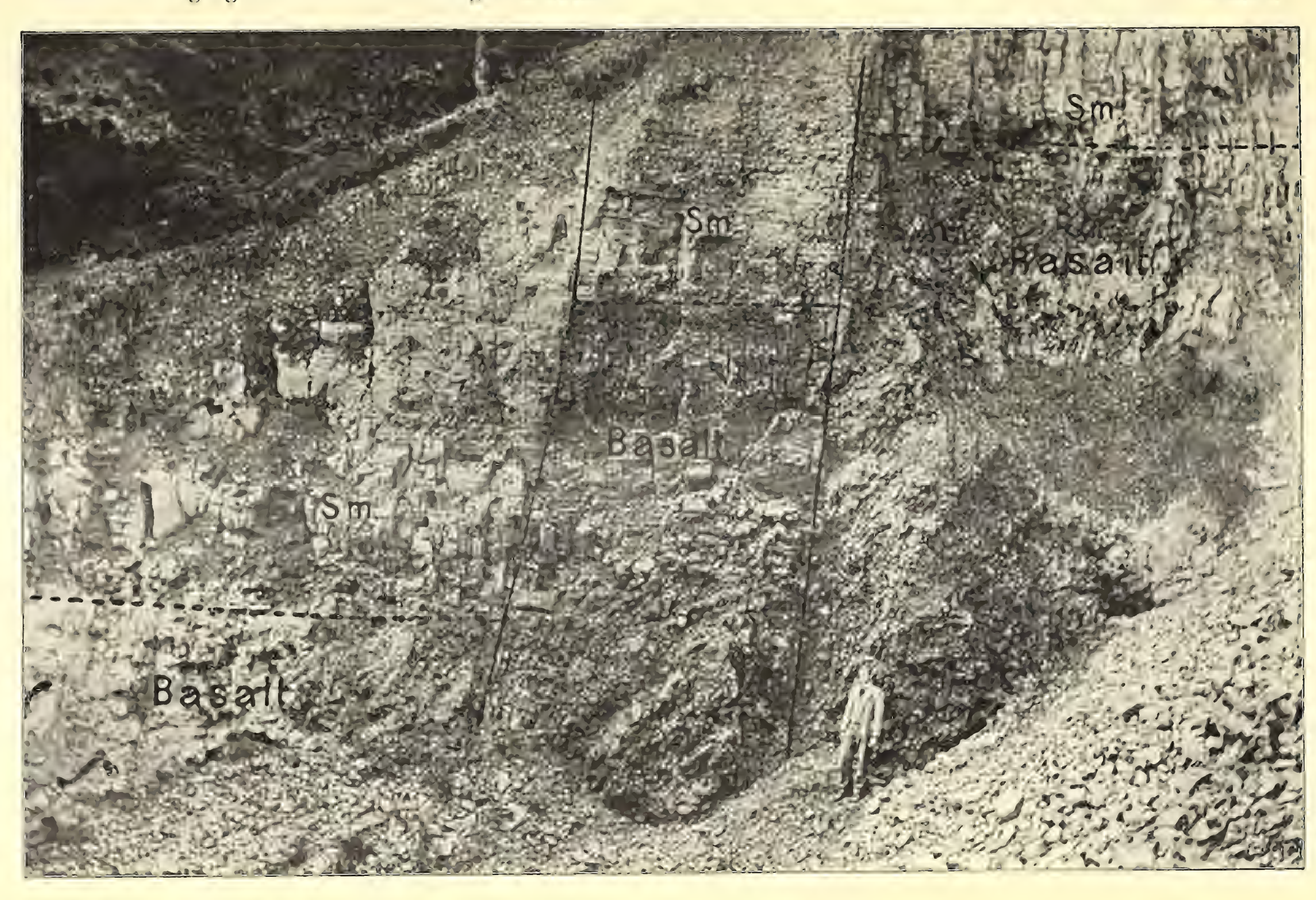
Im Register fehlen:

1898. Bd. XIX.

Seite 62, Zeile 13 von oben lies: »Inlandeismassen« statt »Inlandmassen«.
» 63, » 7 » » » »NNW.—SSO.« statt »NNO.—SSW.«
» 45, » 14 » » » »38,70 Meter« statt »88,70 Meter.

A. W. Schade's Buchdruckerei in Berlin S., Stallschreiberstr. 45-46.

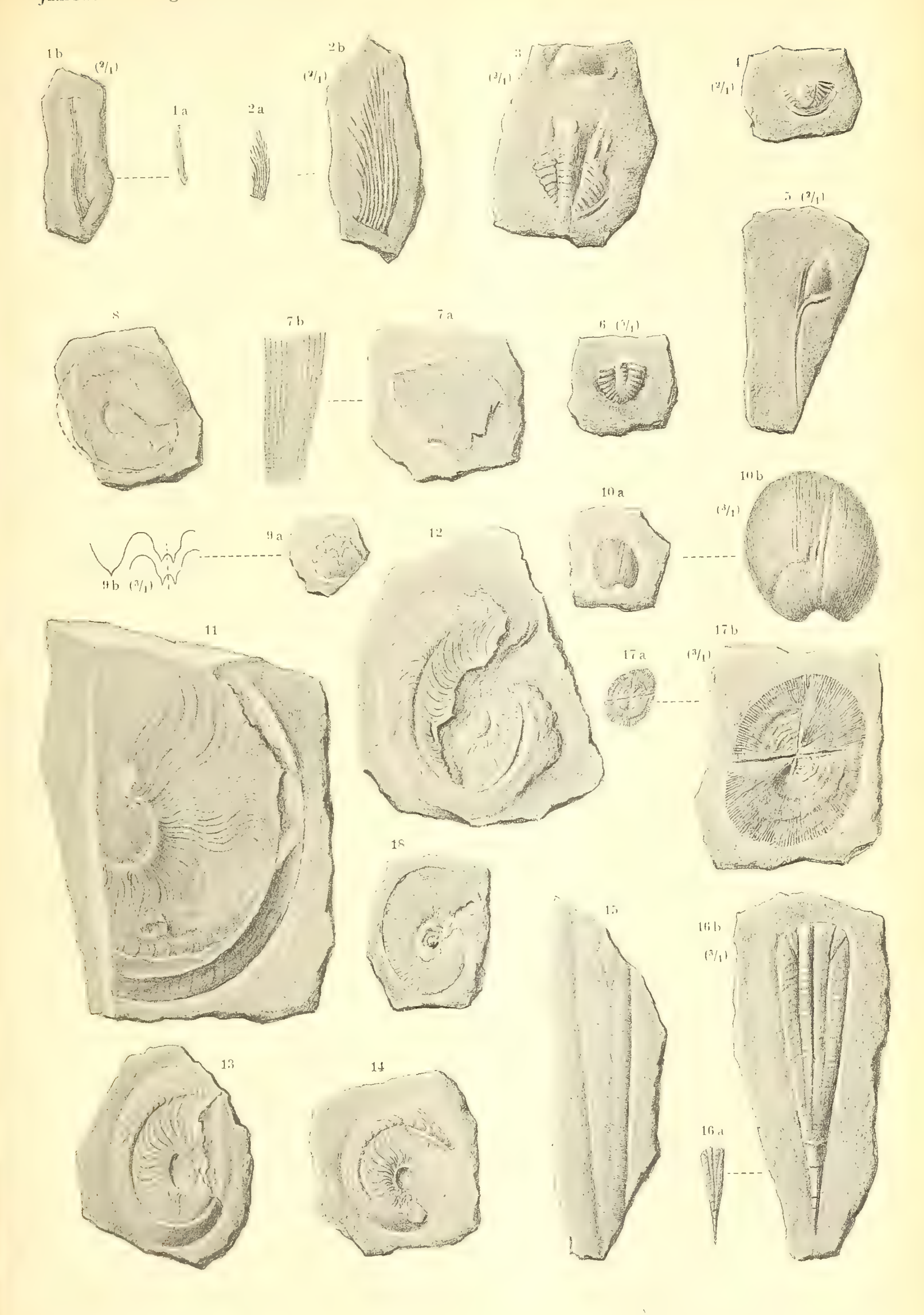



Sm
Sm
Basalt
Basalt
Sm
Basalt



Tafel II.

Die Originale sind im Besitz der geologischen Sammlung des Städtischen Museums zu Magdeburg, naturwissenschaftliche Abtheilung.



E. Ohmann n. d. Nat. gez.

Lichtdruck von Albert Frisch, Berlin W.



Tafel III.

Fig. 1—5. *Janeia* aff. *Puzoziana* DE KON. Fig. 1 linke Klappe, Sculptursteinkern; Fig. 2 linke Klappe, nach Wachsabdruck; Fig. 3 beide Schalen im Zusammenhang; Fig. 4 rechte Klappe, Bruchstück, Fig. 5 linke Klappe, nach Wachsabdruck . . . . S. 39

Fig. 6. *Ctenodonta laevirostrum* PORTL. a) beide Schalen, Sculptursteinkern, b) linke Klappe, von der Seite gesehen, c) Schlossrand. a), b) natürliche Grösse, c) vergrössert . . . . . S. 45

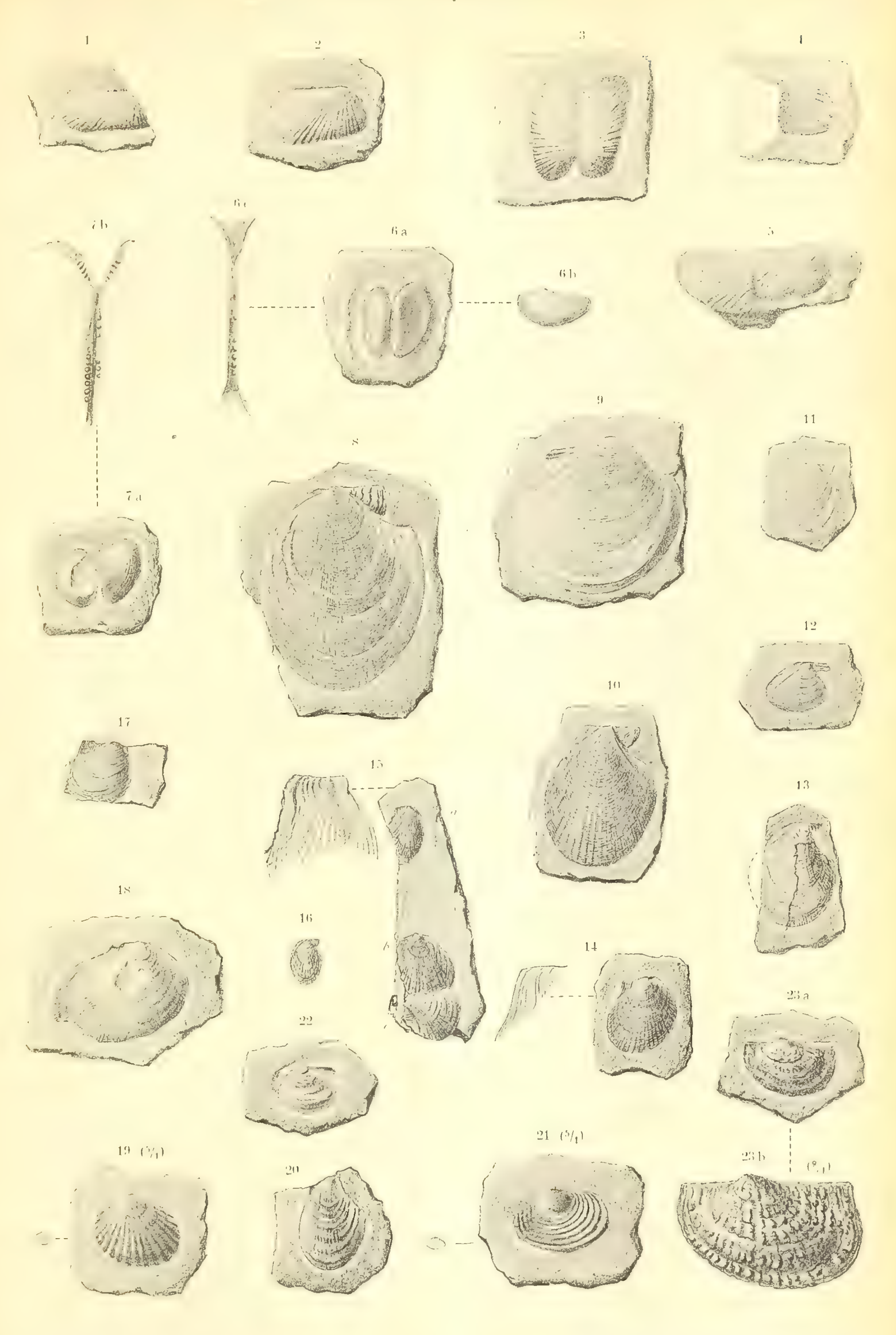
Fig. 7. *Ctenodonta Fritschii* WOLT., a) natürliche Grösse, b) Schlossrand, doppelte Grösse. (Die Streifung bei Fig. 7a ist etwas zu stark. Die Bezahnung konnte bei Fig. 7b und bei Fig. 6c nur angedeutet werden) . . . . S. 41

Fig. 8—16. *Pecten (Pleuronectites)* aff. *praetenuis* V. KOEN. Fig. 8 rechte Klappe; Fig. 9 rechte Klappe, stark verzerrt, nach Wachsabdruck; Fig. 10, 11 rechte Klappe nach Wachsabdruck; Fig. 12 rechte Klappe, verzerrt; Fig. 13, rechte Klappe, Bruchstück; Fig. 14 linke Klappe, Ohr vergrössert; Fig. 15a—c linke Klappen, bei a) Ohr vergrössert; Fig. 16 rechte Klappe, jugendliches Individuum. (Fig. 15b, c sind am Bruchrand etwas verzeichnet) . . . . S. 47

Fig. 17. ?*Aviculopecten* sp. . . . . S. 51

Fig. 18. ?*Avicula saxonica* WOLT. . . . . S. 52

Die Originale sind im Besitz der geologischen Sammlung des Städtischen Museums zu Magdeburg, naturwissenschaftliche Abtheilung.



E. Ohmann n. d. Nat. gez.

Lichtdruck von Albert Frisch, Berlin W.



Gletscherschrammen
auf anstehender Culmgrauwacke
von Hundisburg.

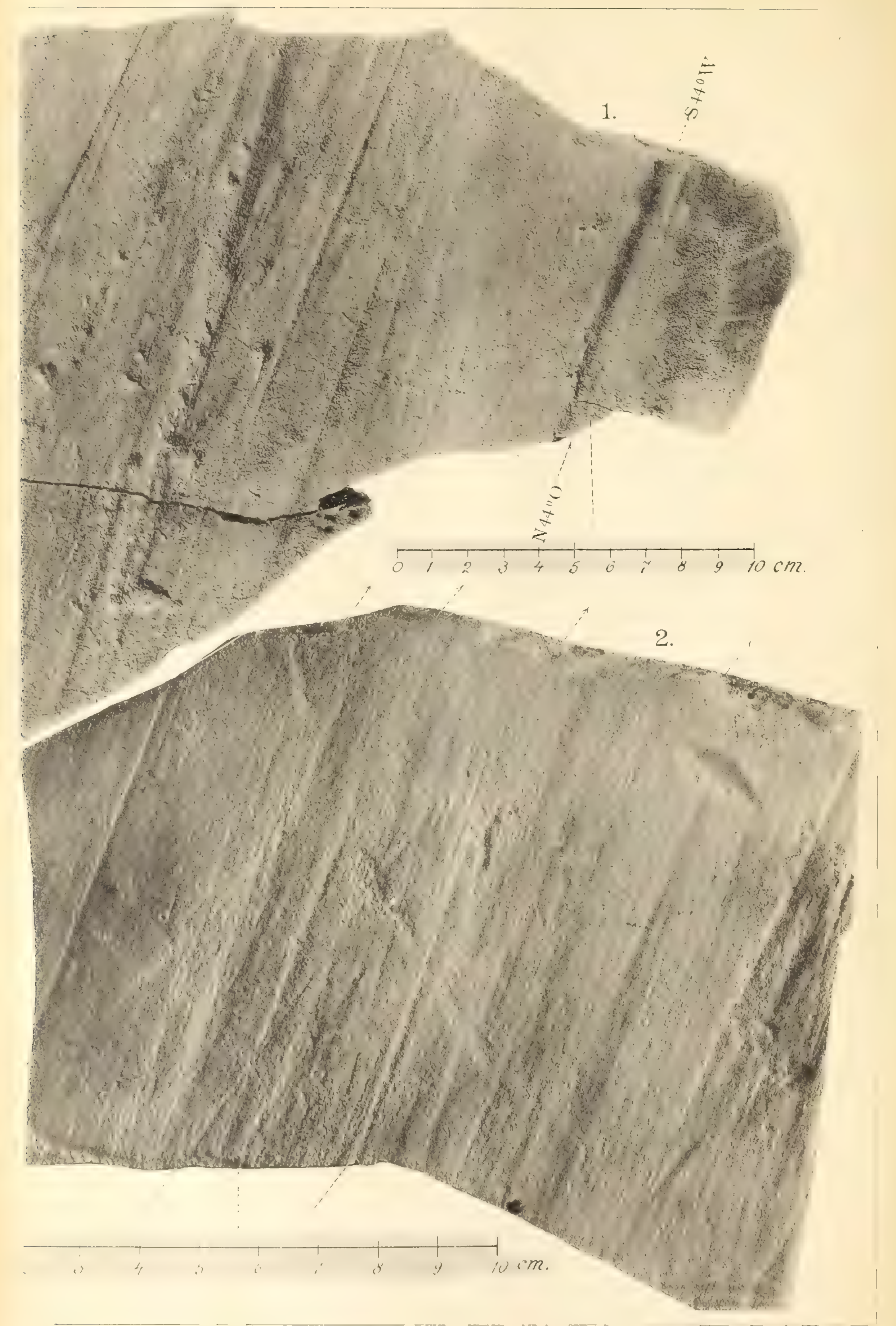


Phot. v. W. Pütz.





Gletscherschrammen
auf anstehender Culmgrauwacke
von Hundisburg.

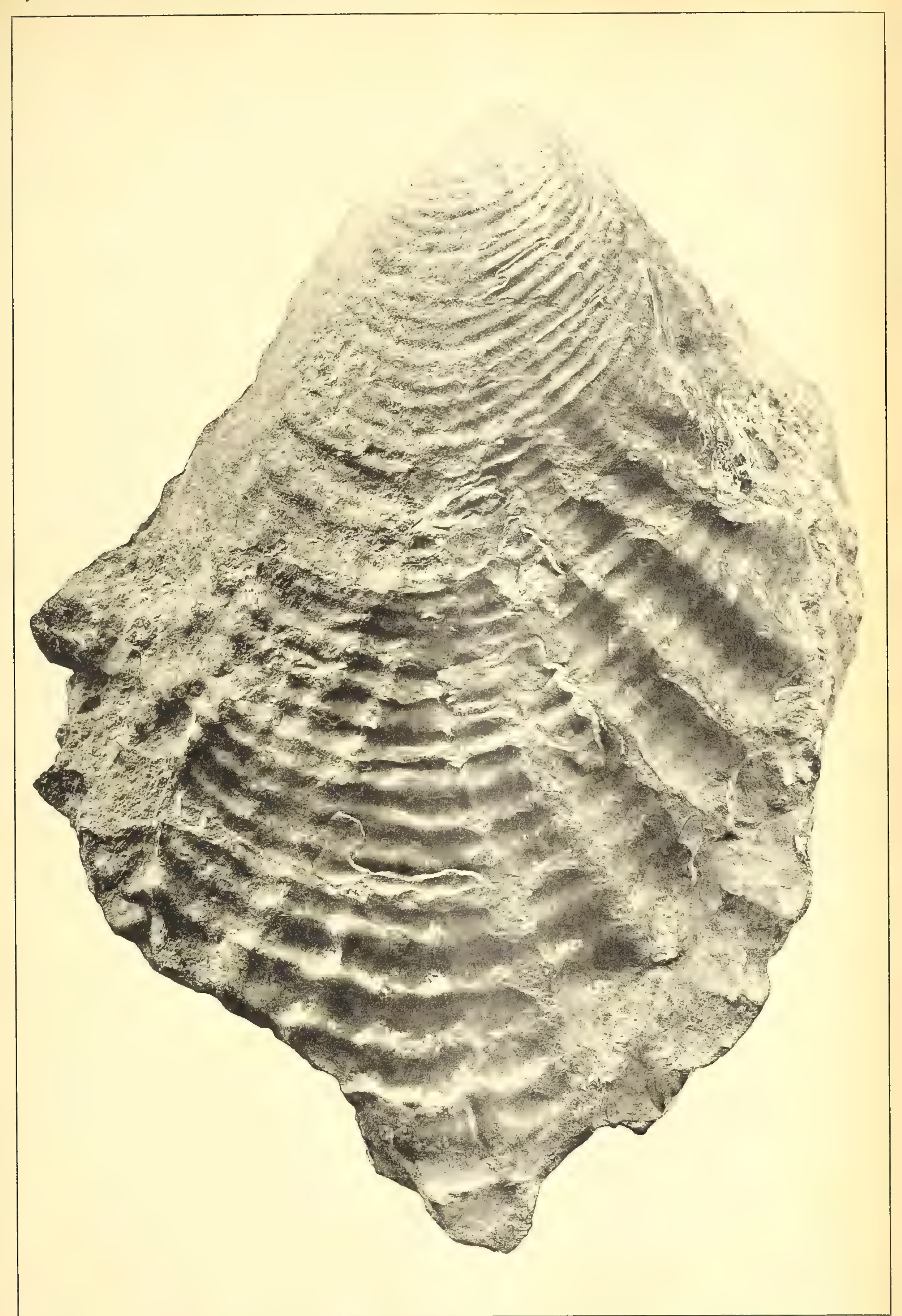


Lichtdruck von Albert Frisch, Berlin W.



Tafel V.

Fig. 1. *Inoceramus Schmidti* Michael aus dem Untersenon vom Cap Jonquière auf Sachalin. Lichtdruck in natürlicher Grösse. Steinkern mit kleineren Partien erhaltener Schalenoberfläche . S. 160 ff.



Lichtdruck Meisenbach Riffarth & Co.





Tafel VI.

Fig. 1, 3, 4, 5. *Inoceramus Schmidti* Michael aus dem Untersenon vom Cap Jonquière auf Sachalin. Lichtdrucke in natürlicher Grösse. 1. Steinkern beider Klappen. 3, 4. Steinkerne jüngerer Exemplare. 5. Bruchstück mit erhaltener Schale . . S. 160 ff.

Fig. 2. *Inoceramus* sp. aus dem Untersenon vom Cap Jonquière auf Sachalin. Lichtdruck in natürlicher Grösse. Dem *Inoceramus Schmidti* nahestehende Form mit stärkerer bereits am Wirbel beginnender radialen und schwächeren concentrischen Berippung . . . . S. 157



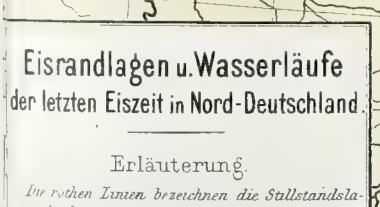
Lichtdruck Meisenbach Riffarth & Co.




Ö.L.v.Ferro 26°
27
28
29
30
31
55
54
53
52
51
Flensburg
Schleswig
Kiel
Stralsund
Ribnitz
Rostock
Lübeck
Trebel
Demmin
Peene
Bremerhaven
Hamburg
Schwerin
Stecknitz
Lauenburg
Elbe
Müritz S.
Weser
Bremen
Wittenberge
Gransee
Aller
Rhin
Eberswalde
Havel
Berlin
Minden
Hannover
Potsdam
Ocker
Braunschweig
Weser
Magdeburg
Luckenwalde
Baruth
Eisrandlagen u. Wasserläufe
der letzten Eiszeit in Nord-Deutschland.
Erläuterung.
Die rothen Linien bezeichnen die Stillstandslagen des letzten Inlandeises, wobei durch ausgezogene und gestrichelte Linien zwei verschiedene Grade der Sicherheit dieser Annahmen zum Ausdruck gebracht werden.
Mit voller blauer Schraffur sind, in den Nummern sich entsprechend, die zu den Eisrandlagen gehörigen Randthäler und ihre Schmelzwasserzuflüsse (letztere zum Teil mit voller blauer Farbe), mit verlaufend blauer Schraffur die glacialen Stauseen eingetragen.
Saale
Halle
Elster
Mulde
Leipzig
Elbe
Schwarze Elster
Unstrut
Ilm
Saale
27
28
29
30
31

Maſsstab





Eisrandlagen u. Wasserläufe der letzten Eiszeit in Nord-Deutschland.

Erläuterung.

Die rothen Linien bezeichnen die Stillstandslagen des letzten Inlandeises, wobei durch ausgezogene und gestrichelte Linien zwei verschiedene Grade der Sicherheit dieser Annahmen zum Ausdruck gebracht werden.

Mit voller blauer Schraffur sind, in den Nummern sich entsprechend, die zu den Eisrandlagen gehörigen Randthaler und ihre Schmelzwasserzuflüsse (letztere zum Teil mit voller blauer Farbe), mit verlaufend blauer Schraffur die glacialen Stauseen eingetragen.

Maſsstab 1 : 2 750 000.

Geogr.-lith. Anst. u. Steindr. v. C. L. Keller in Berlin



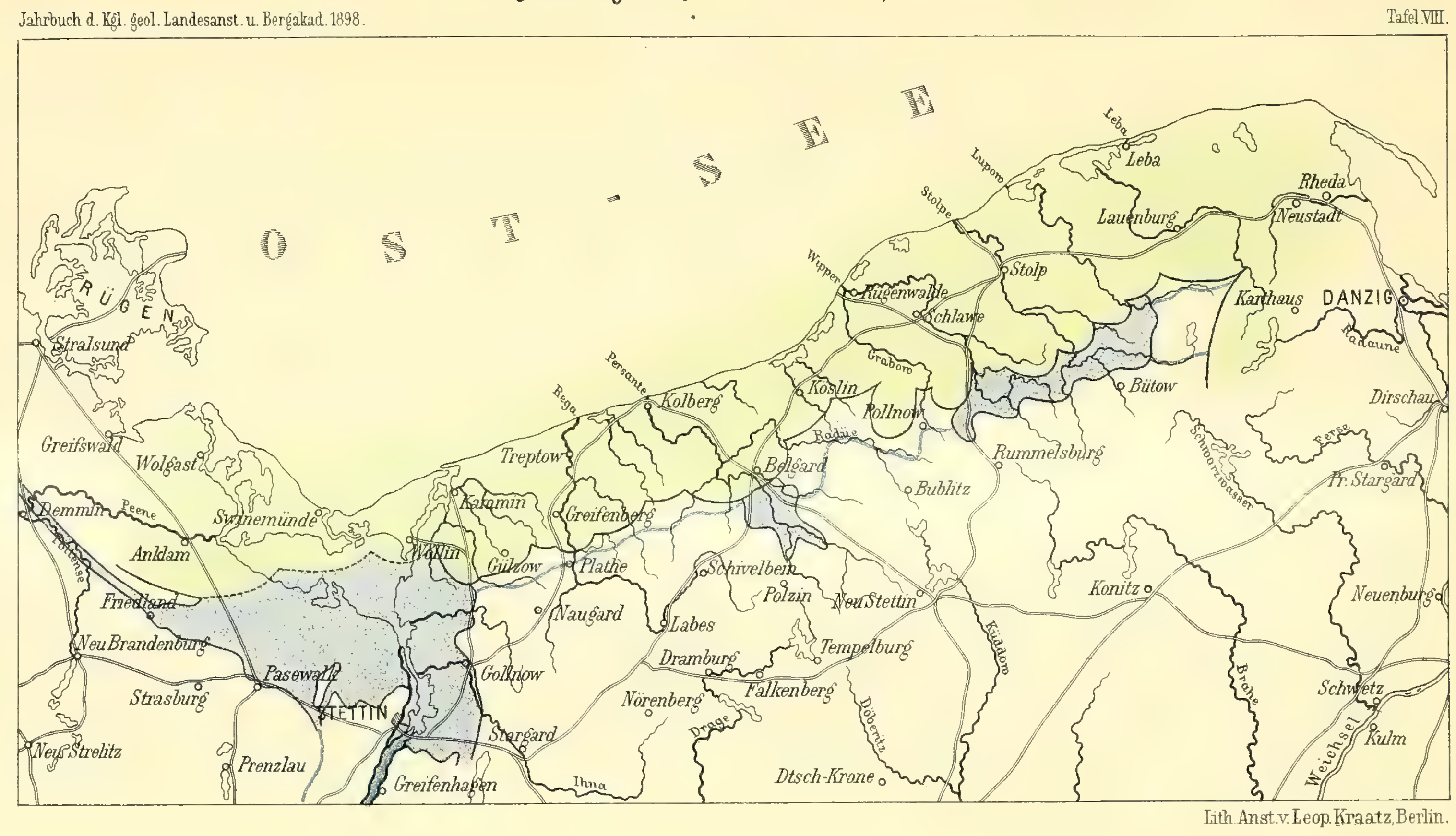
Geogr.-lith. Anst. u. Steindr. v. C. L. Keller in Berlin

1 : 2750 000.

Die Entwicklung der Hydrographie Hinterpommerns. Phase I.

Jahrbuch d. Kgl. geol. Landesanst. u. Bergakad. 1898.

Tafel VIII.

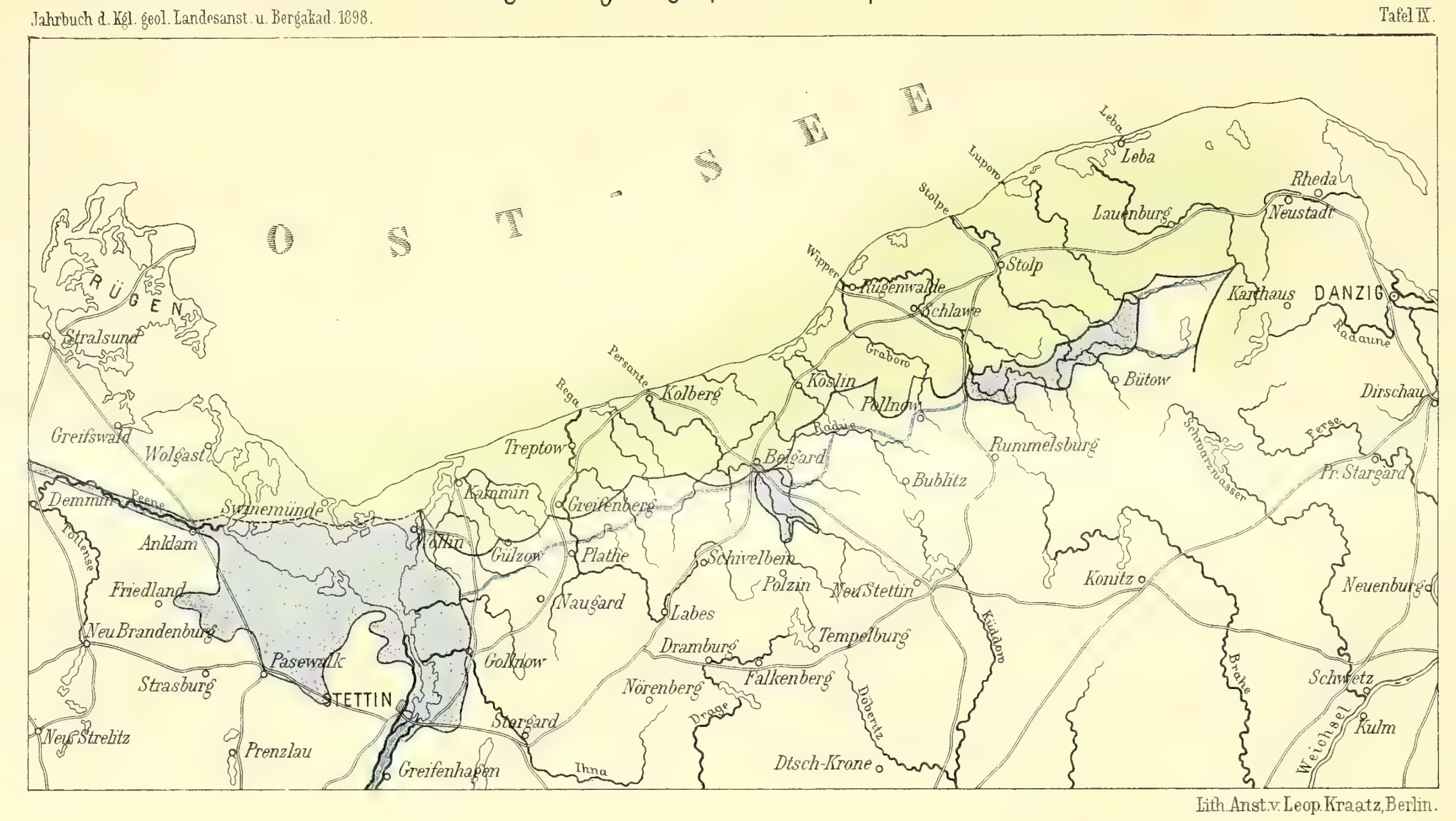


Lith. Anst. v. Leop. Kraatz, Berlin.



Jahrbuch d. Kgl. geol. Landesanst. u. Bergakad. 1898.

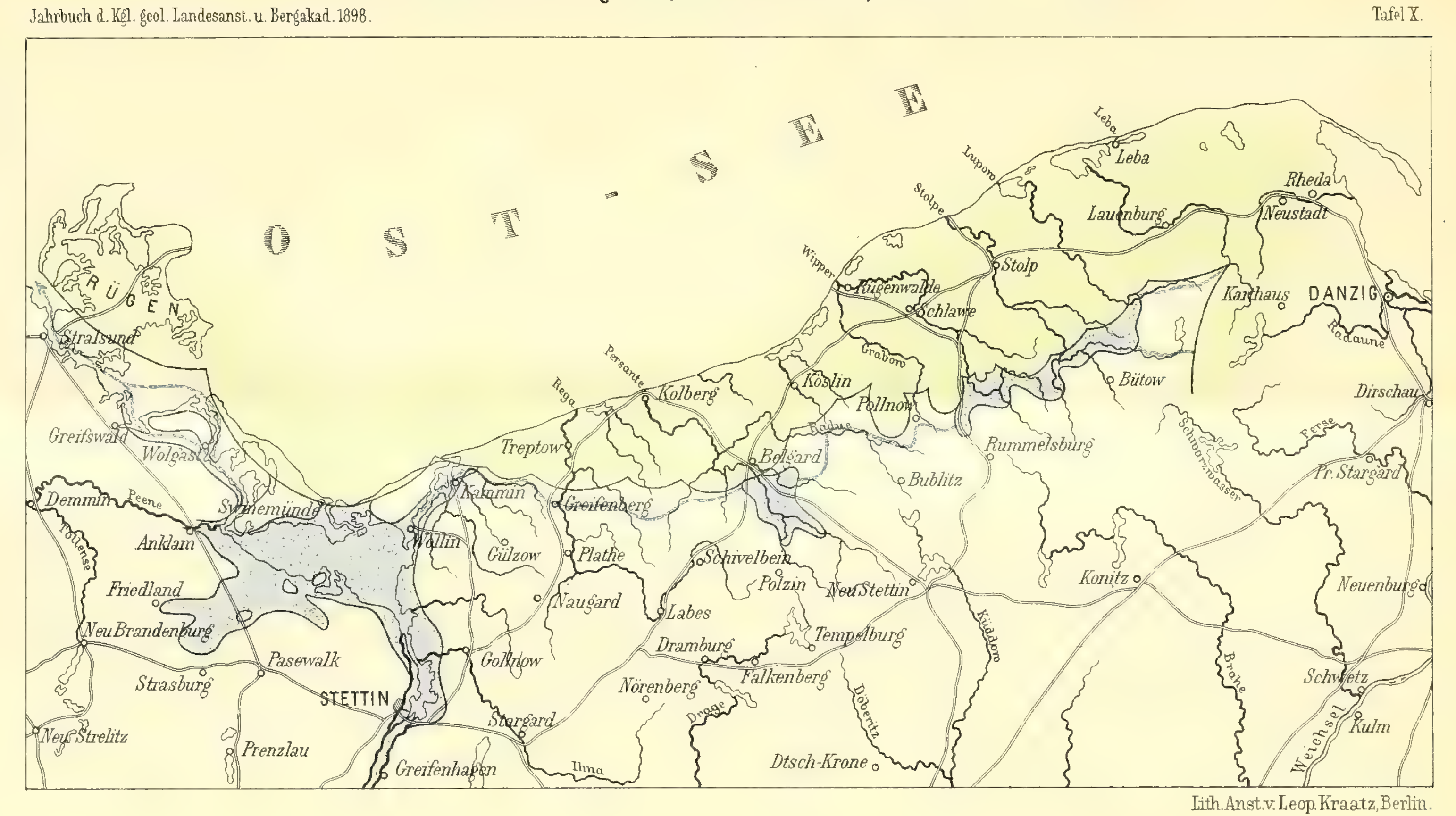
Die Entwicklung der Hydrographie Hinterpommerns. Phase II.



Lith. Anst. v. Leop. Kraatz, Berlin.



Die Entwicklung der Hydrographie Hinterpommerns. Phase III.



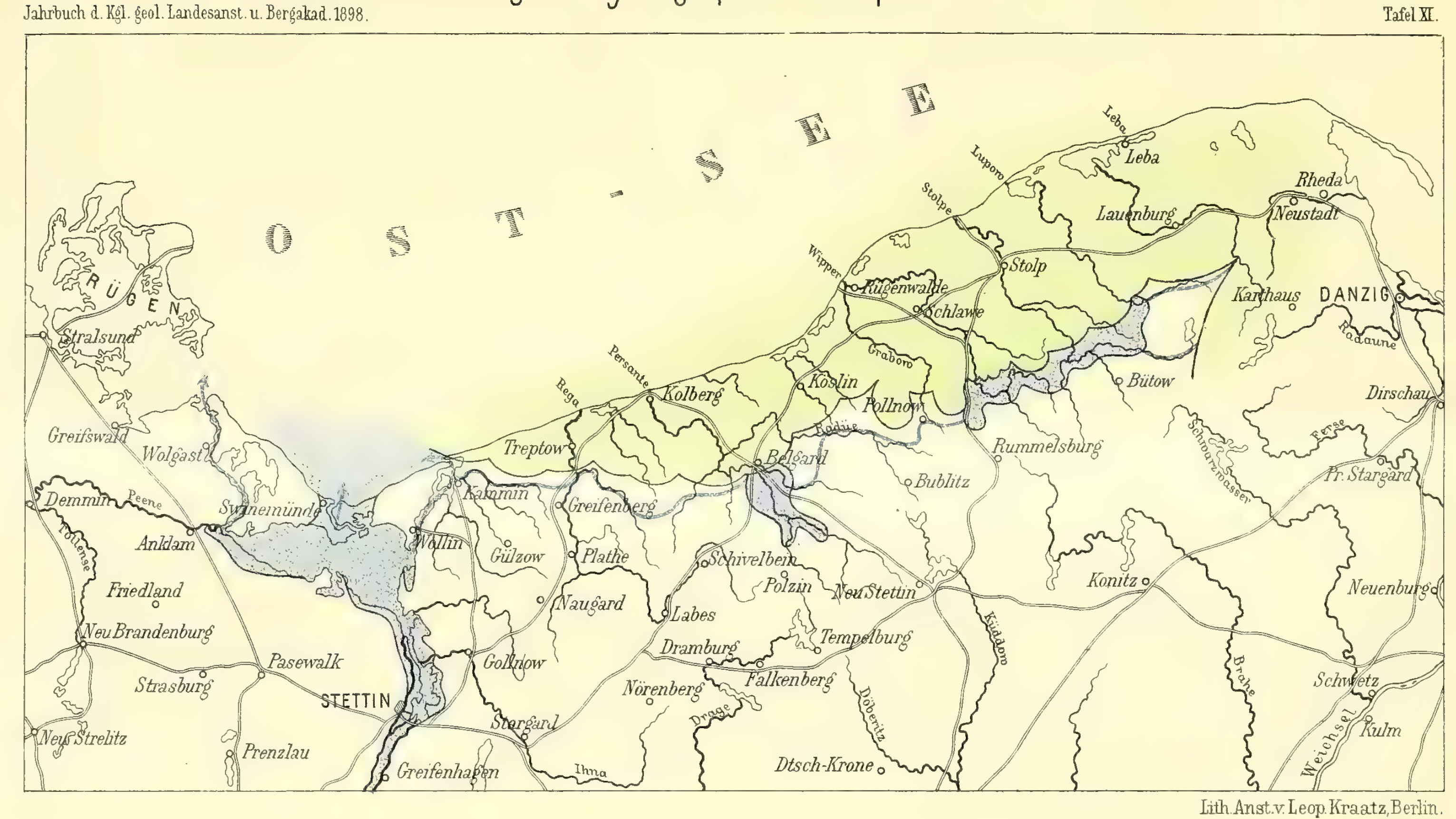
Lith. Anst. v. Leop. Kraatz, Berlin.



Die Entwicklung der Hydrographie Hinterpommerns. Phase IV.

Jahrbuch d. Kgl. geol. Landesanst. u. Bergakad. 1898.

Tafel XI.



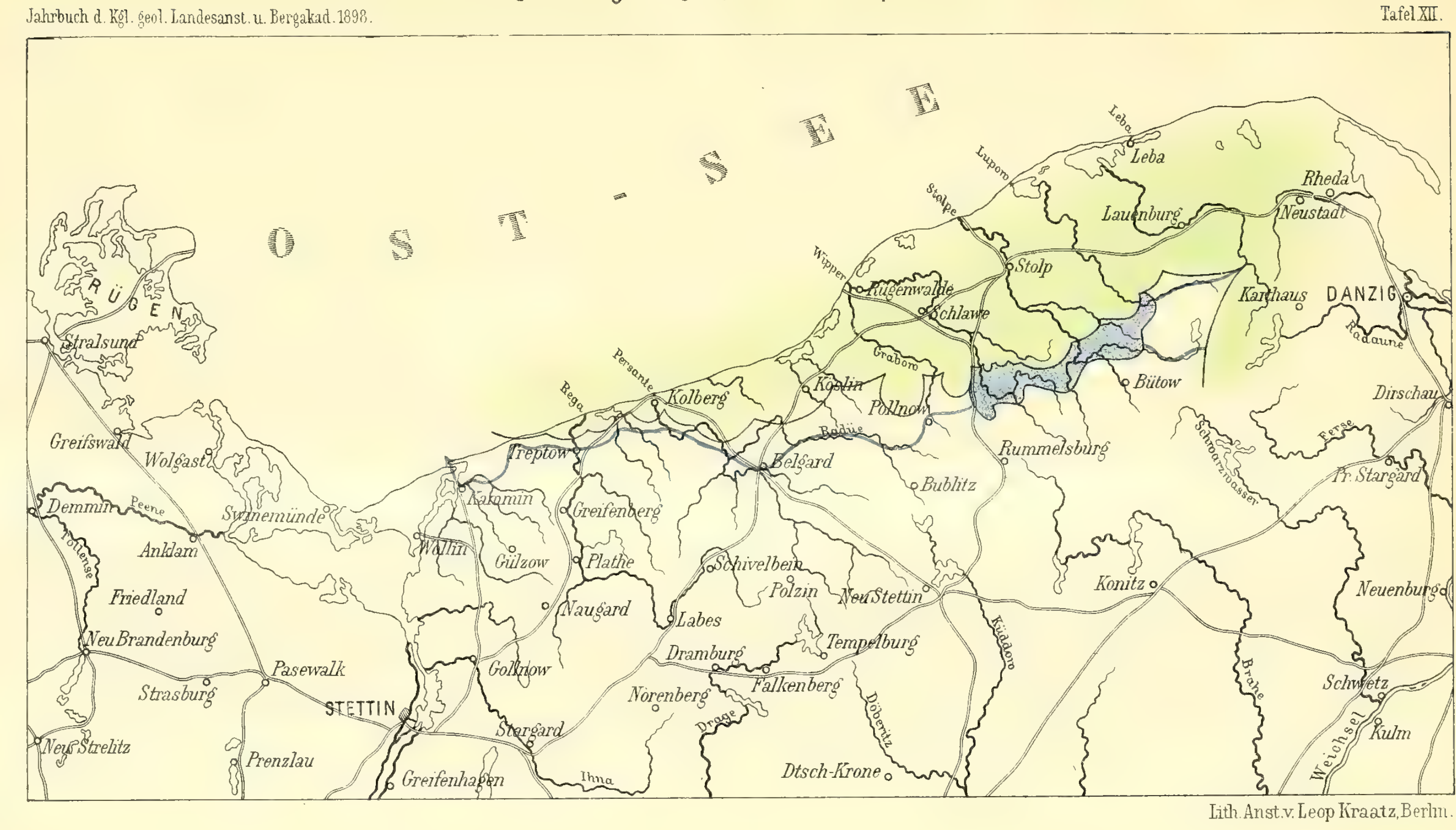
Lith. Anst. v. Leop. Kraatz, Berlin.



Die Entwicklung der Hydrographie Hinterpommerns. Phase V.

Jahrbuch d. Kgl. geol. Landesanst. u. Bergakad. 1898.

Tafel XII.



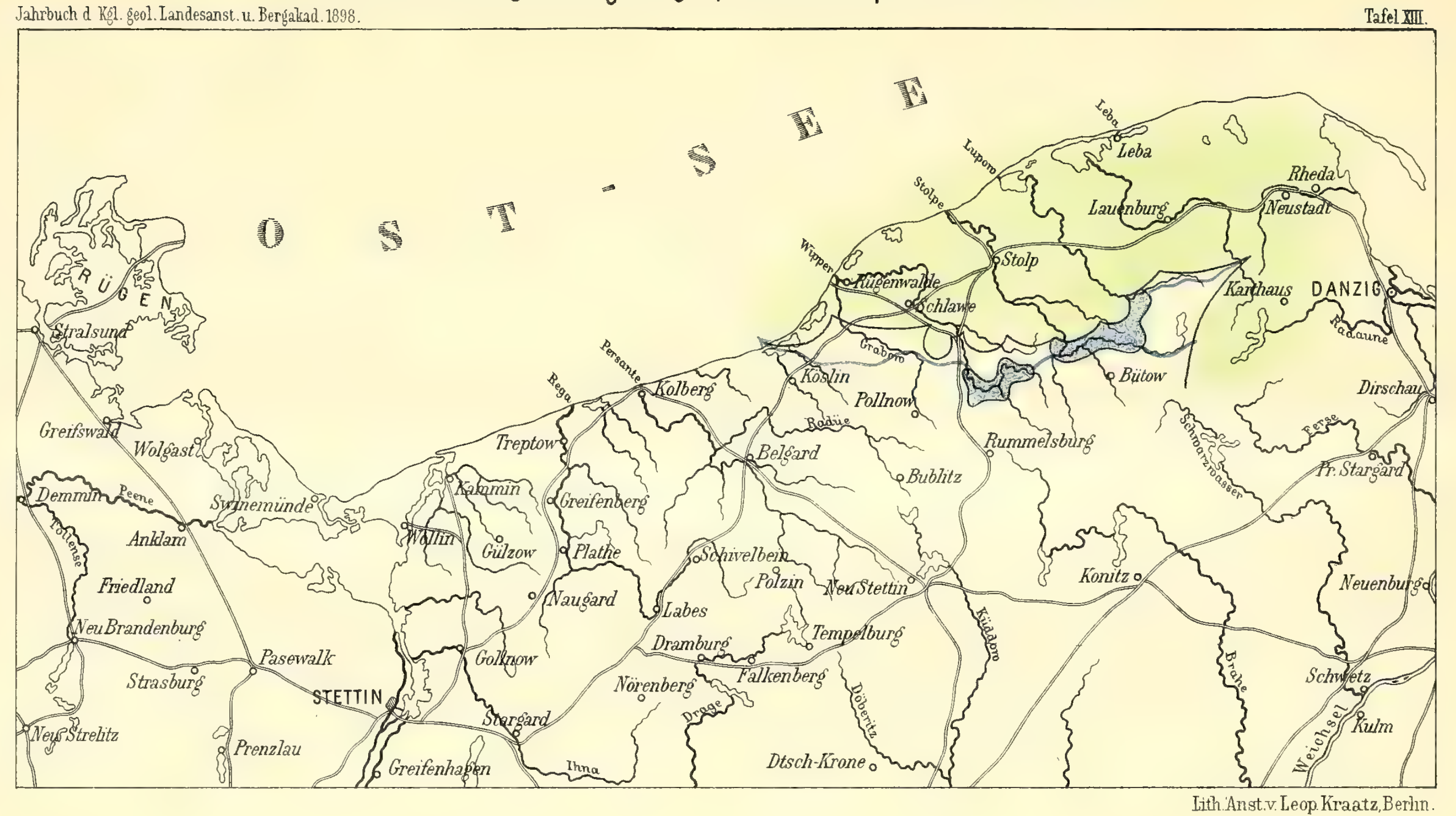
Lith. Anst. v. Leop Kraatz, Berlin.



Die Entwicklung der Hydrographie Hinterpommerns. Phase VI.

Jahrbuch d. Kgl. geol. Landesanst. u. Bergakad. 1898.

Tafel XIII.



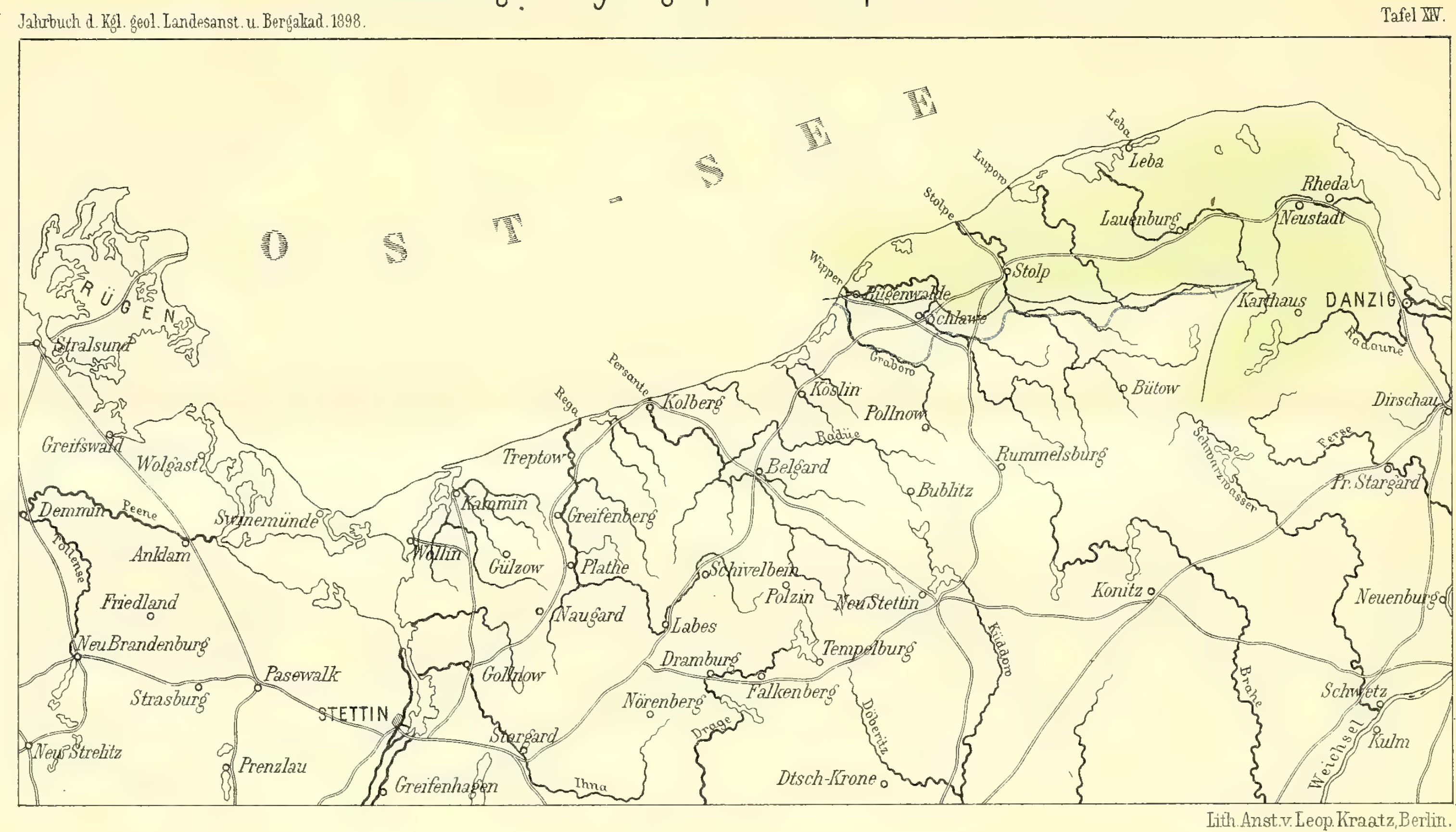
Lith. Anst. v. Leop. Kraatz, Berlin.



Die Entwicklung der Hydrographie Hinterpommerns. Phase VII.

Jahrbuch d. Kgl. geol. Landesanst. u. Bergakad. 1898.

Tafel XIV.



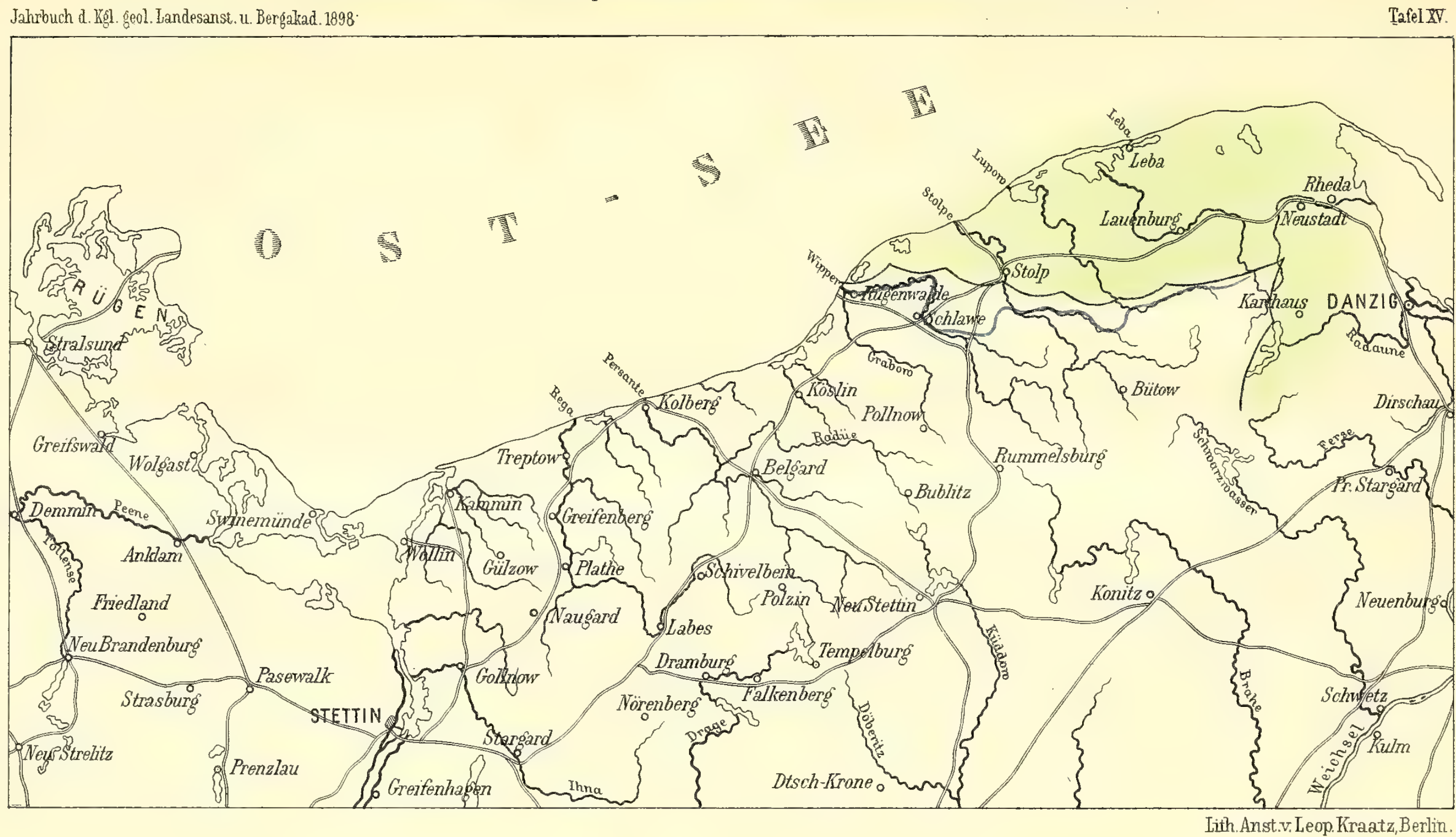
Lith. Anst. v. Leop. Kraatz, Berlin.



Die Entwicklung der Hydrographie Hinterpommerns. Phase VIII.

Jahrbuch d. Kgl. geol. Landesanst. u. Bergakad. 1898.

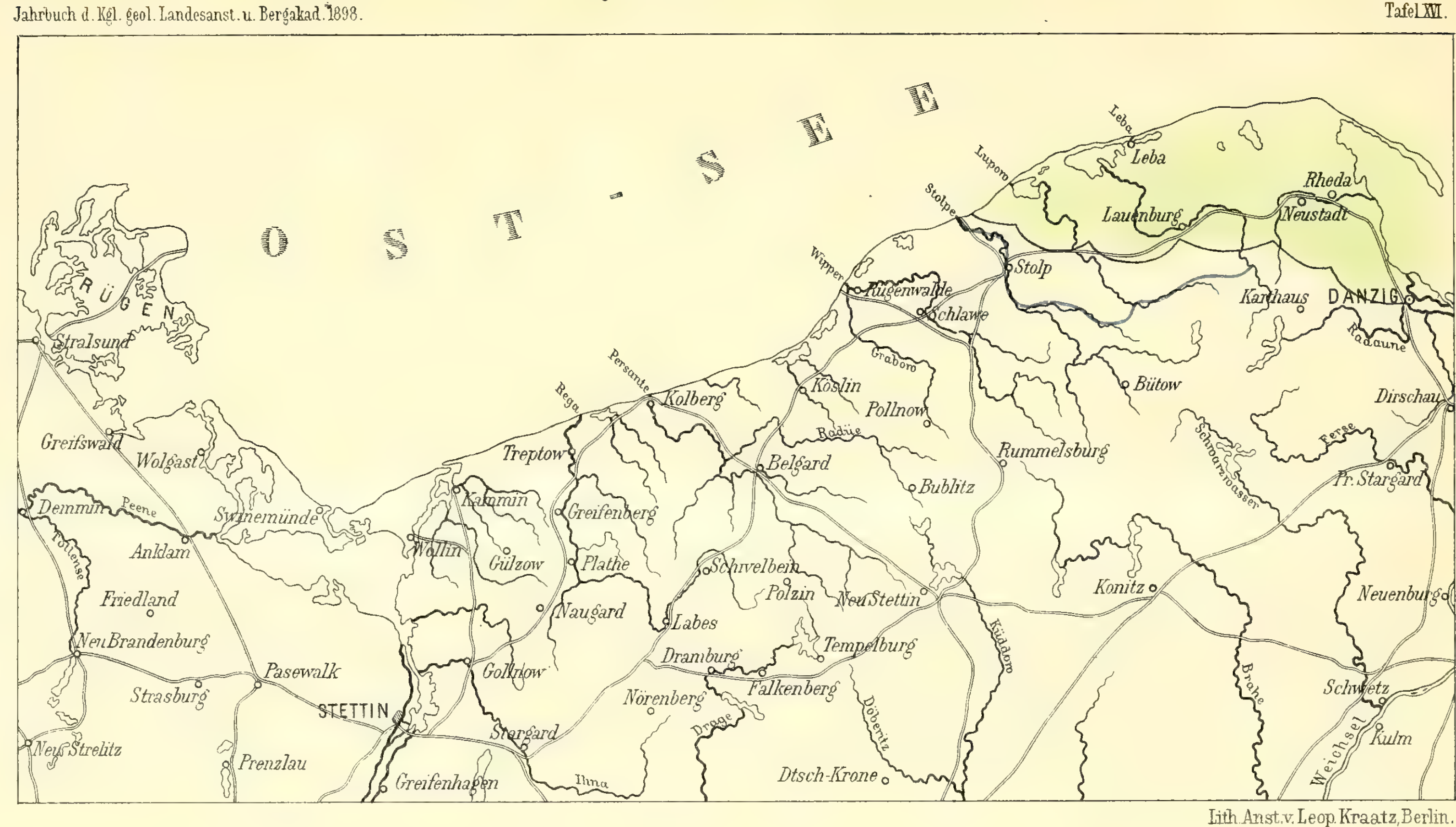
Tafel XV.



Lith. Anst. v. Leop. Kraatz, Berlin.



Die Entwicklung der Hydrographie Hinterpommerns. Phase IX.



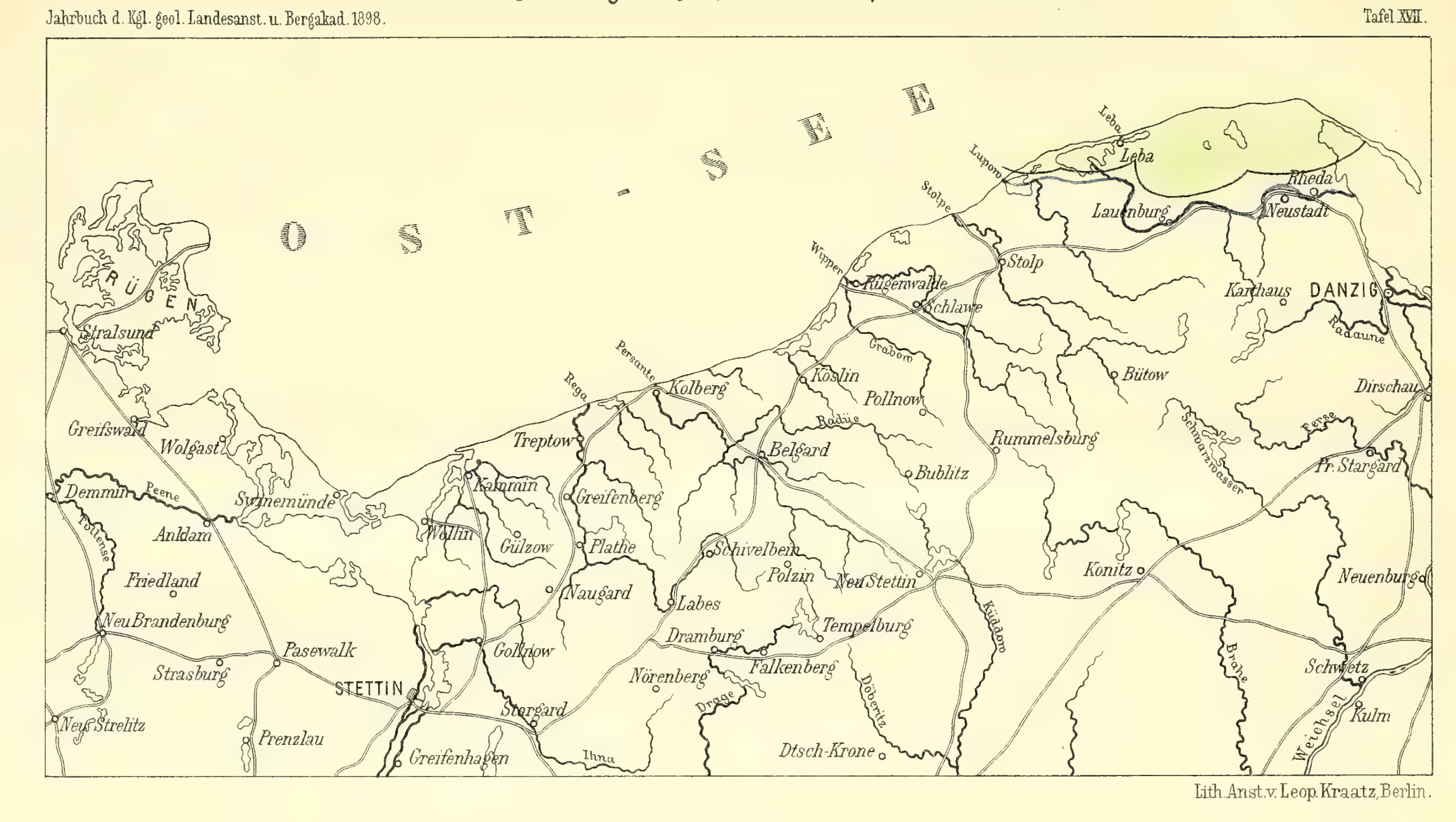
Lith. Anst. v. Leop. Kraatz, Berlin.



Die Entwicklung der Hydrographie Hinterpommerns. Phase XI.

Jahrbuch d. Kgl. geol. Landesanst. u. Bergakad. 1898.

Tafel XVII.



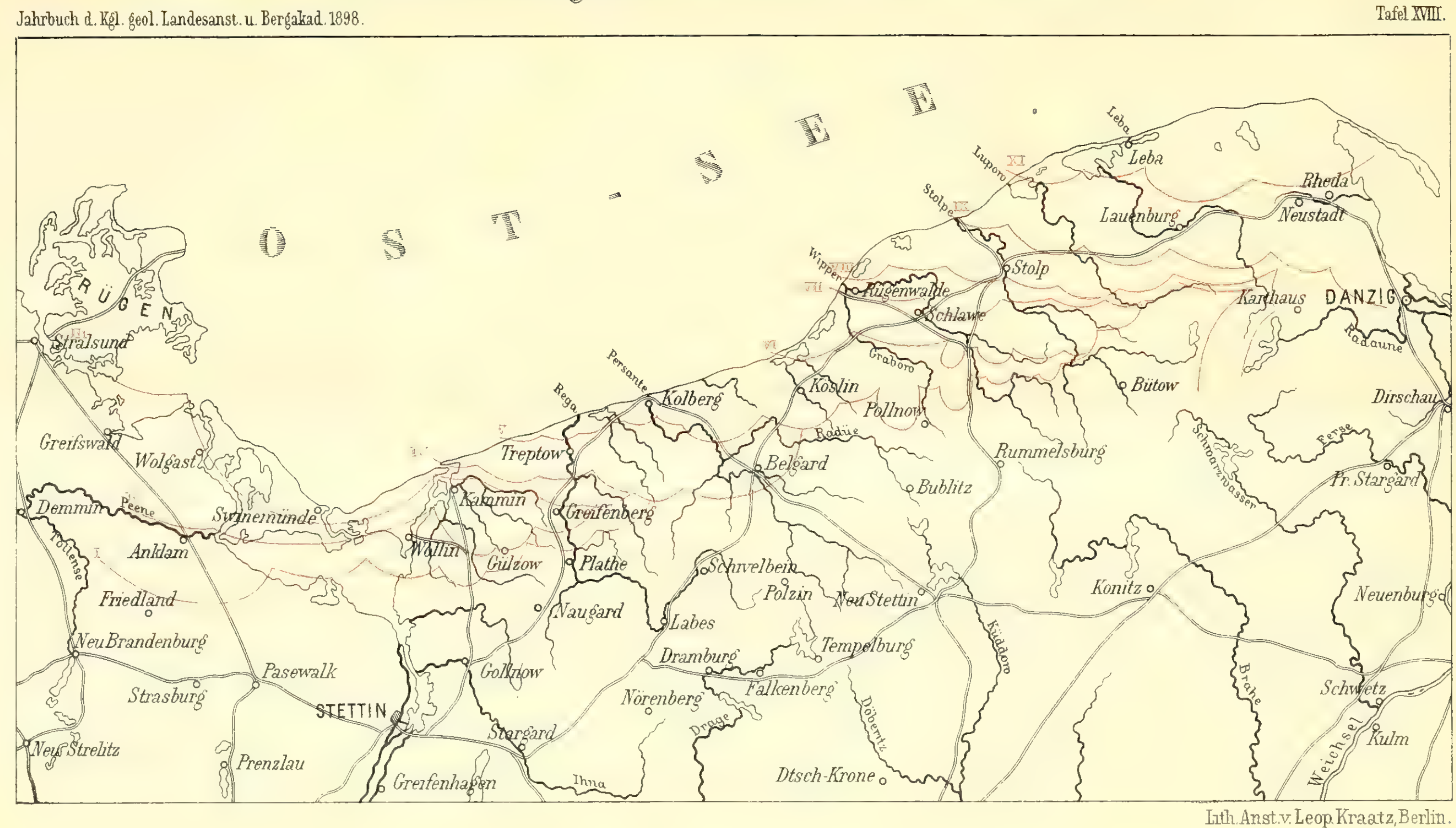
Lith. Anst. v. Leop. Kraatz, Berlin.



Die Stillstandslagen des Eisrandes in Hinterpommern.

Jahrbuch d. Kgl. geol. Landesanst. u. Bergakad. 1898.

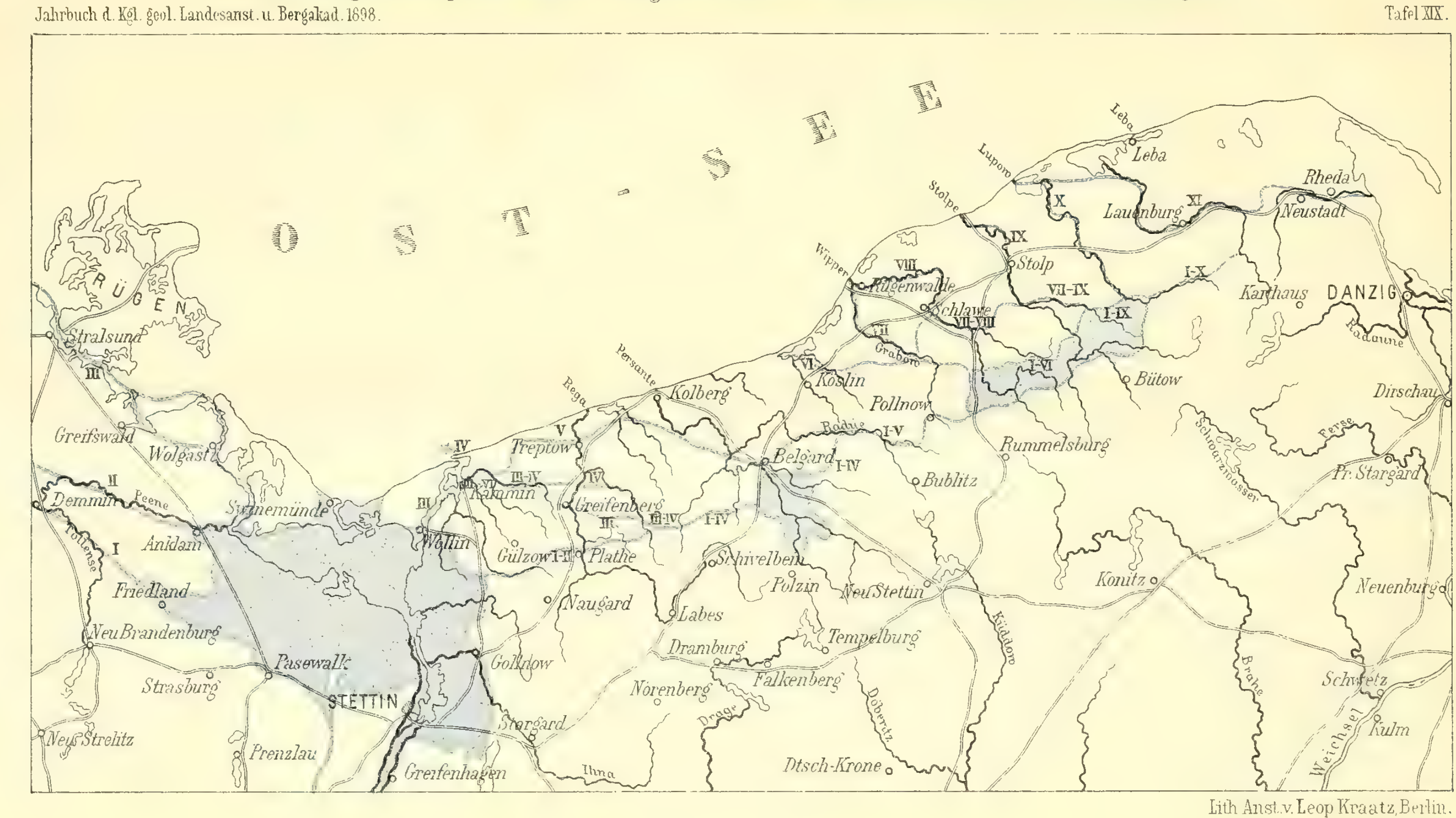
Tafel XVIII.



Lith. Anst. v. Leop. Kraatz, Berlin.



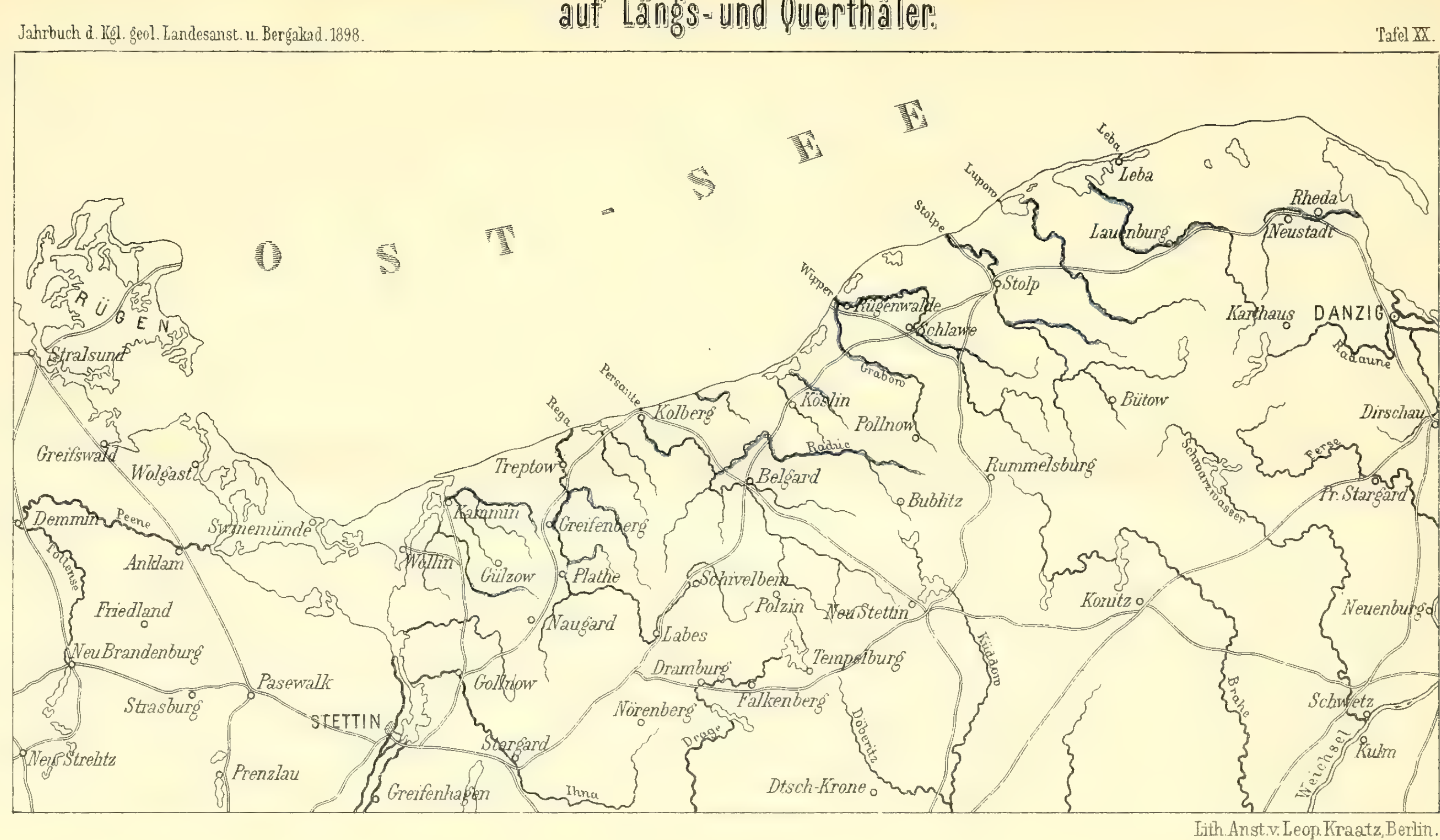
Die Zugehörigkeit der Längsthäler zu den einzelnen Eisrandlagen.



Lith Anst. v. Leop Kraatz, Berlin.



Die Vertheilung der heutigen Wasserläufe Hinterpommerns auf Längs- und Querthäler.



Lith. Anst. v. Leop. Kraatz, Berlin.



a



Berliner Lith. Institut.

Verwerfungen.

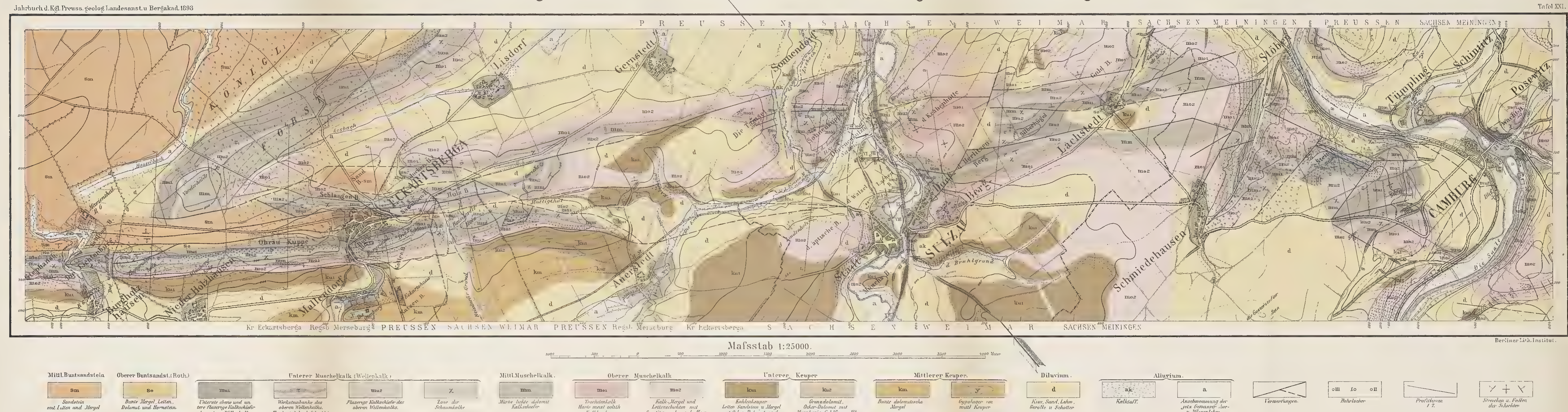
Bohrlöcher.

Profillinien 1-7.

Streichen u. Fallen der Schichten.

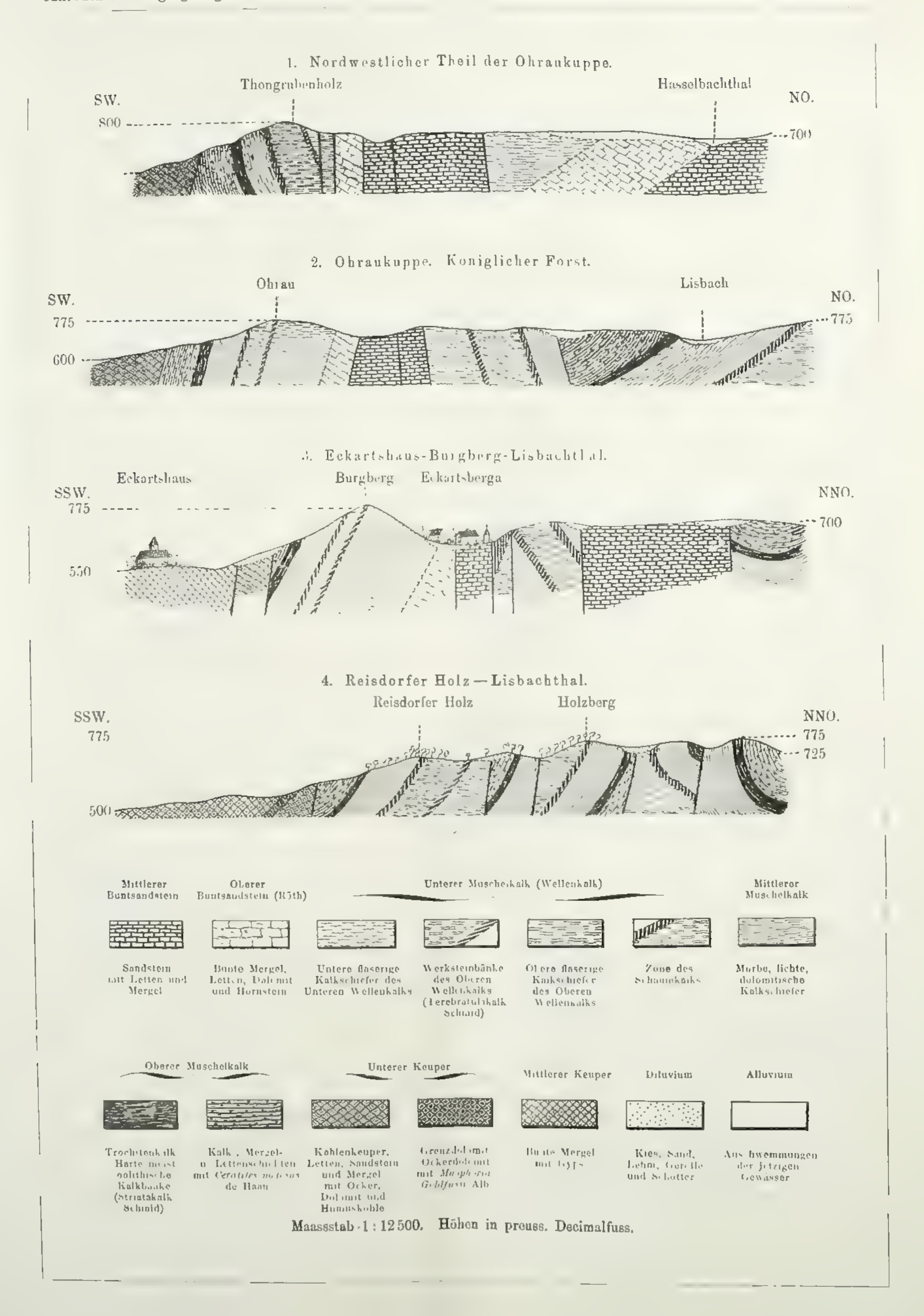


Störungszone der triadischen Schichten bei Eckartsberga, Sulza und Camburg.







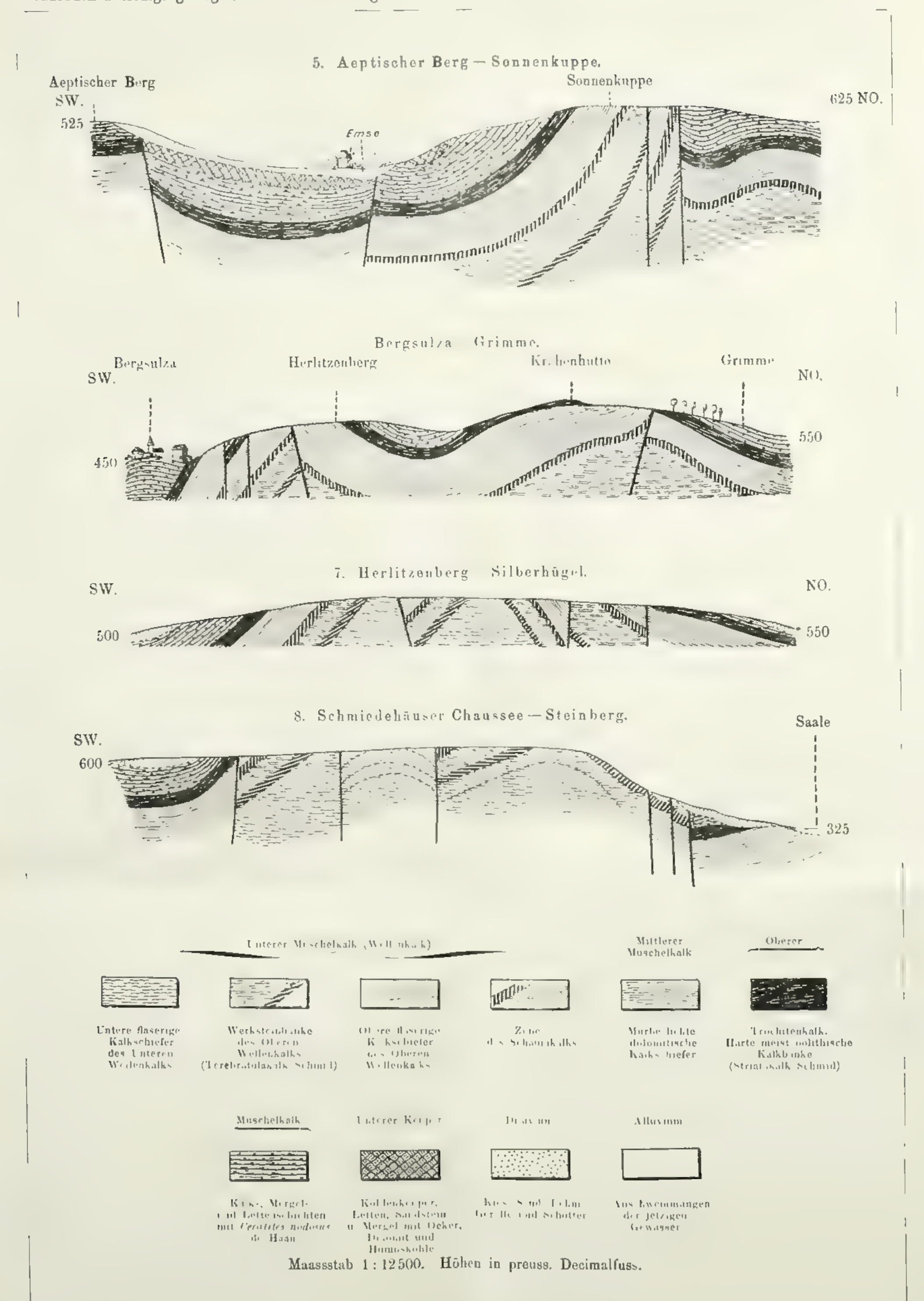


Maassstab 1 : 12500. Höhen in preuss. Decimalfuss.

5. Aeptischer Ber

Aeptischer Berg
SW



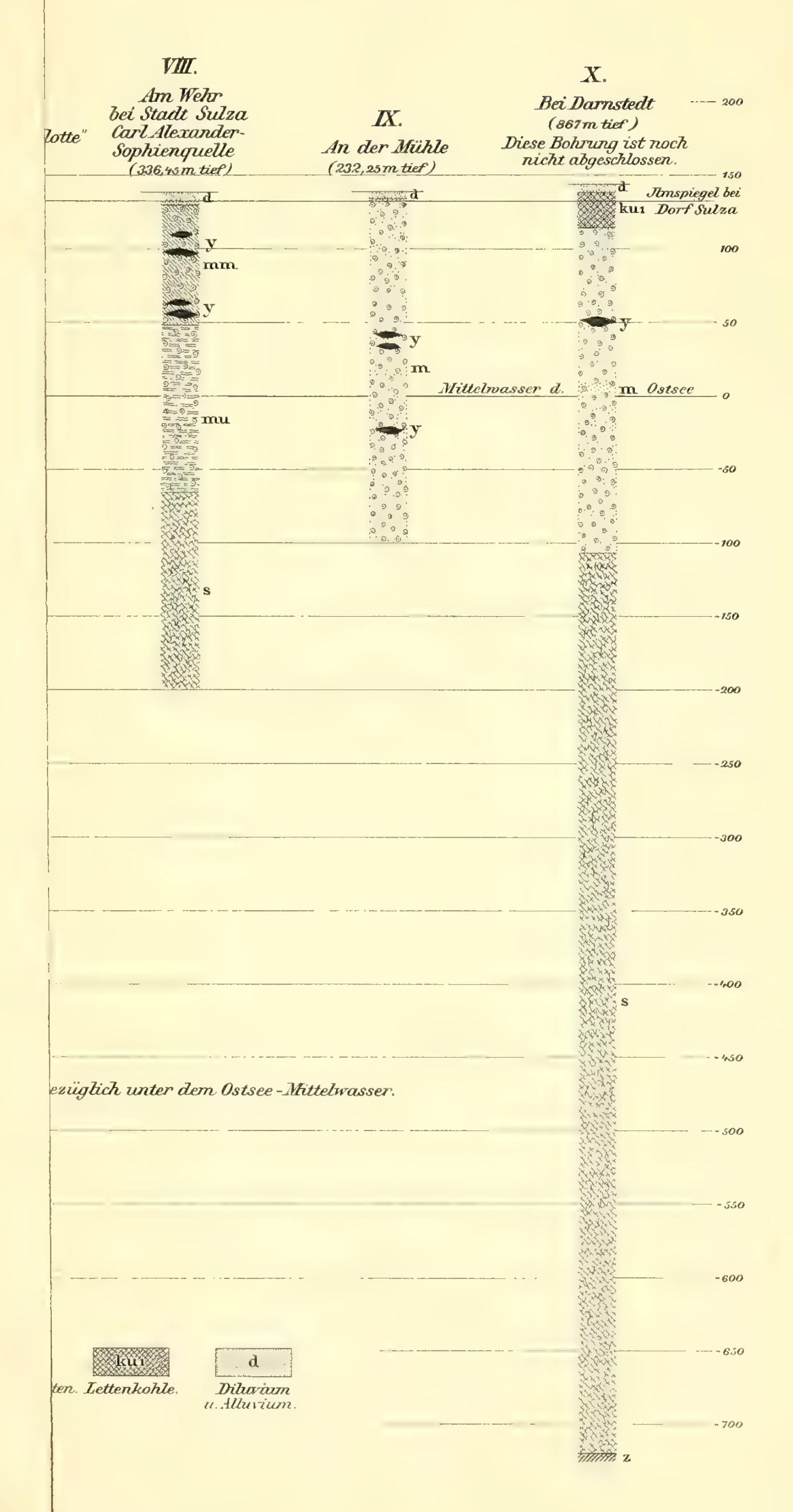


Maassstab 1 : 12500. Höhen in preuss. Decimalfuss.

g — Sonnenkuppe.

Sonnenkuppe

625 NO

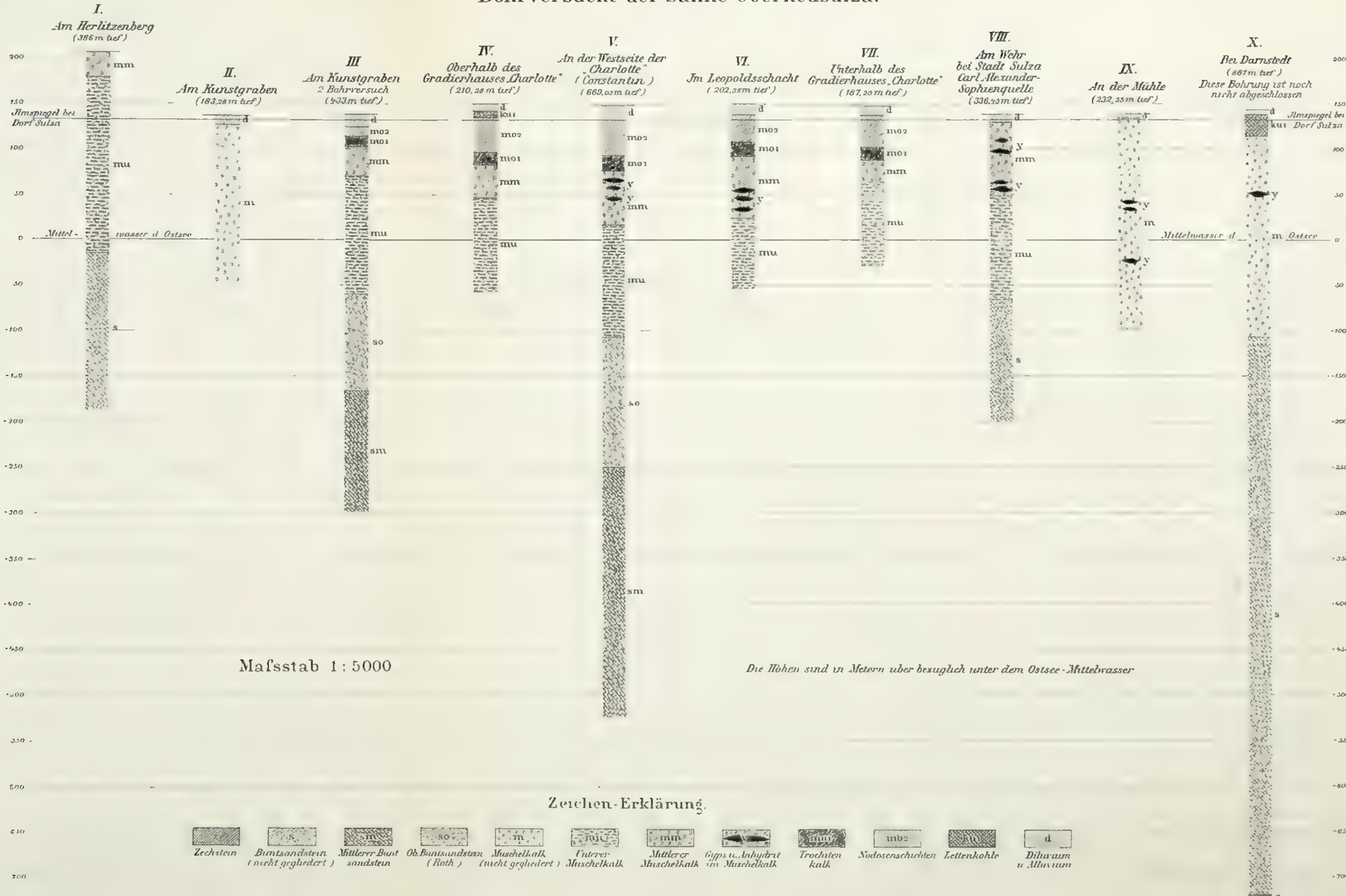


VIII.
Am Wehr
bei Stadt Sulza
Carl Alexander-
Sophienquelle
(336,45 m tief)
IX.
An der Mühle
(232,25 m tief)
X.
Bei Darnstedt
(867 m tief)
Diese Bohrung ist noch
nicht abgeschlossen.
lotte"
Ilmspiegel bei
Dorf Sulza
Mittelwasser d.
Ostsee
d
ku1
y
mm
mu
m
s
z
200
150
100
50
0
-50
-100
-150
-200
-250
-300
-350
-400
-450
-500
-550
-600
-650
-700
ezüglich unter dem Ostsee-Mittelwasser.
ten. Lettenkohle.
Diluvium
u. Alluvium.

gest. P. Geyer.



Bohrversuche der Saline Oberneusulza.



gest P Geyer







